Mirjana Ruml

METEOROLOGIJA

Beograd
2005.

Mirjana Ruml

METEOROLOGIJA

Izdavač:
Poljoprivredni fakultet, Beograd, Nemanjina 6

Recenzenti:
prof. dr Nevena Petrović
prof. dr Natalija Todorović

Glavni i odgovorni urednik:
prof. dr Todor Vulić

Lektor:
Mirjana Majstorović

Ilustracije:
Rade Tovladijac

Naslovna strana:
Dejan Cvijić

Kompjuterska obrada:
Mira Antić

Tiraž:
500 primeraka

Štampa:
MULTIgraf, Beograd, Kraljevića Marka 7

Odlukom Odbora za izdavačku delatnost Poljoprivrednog fakulteta Univerziteta u Beogradu, broj 47/7-4 od 23.09.2004. odobreno je štampanje univerzitetskog udžbenika Meteorologija, autora dr Mirjane Ruml.

SADRŽAJ

PREDGOVOR

Ovaj udžbenik napisan je prvenstveno da bi služio studentima Poljoprivrednog fakulteta za praćenje nastave i spremanje ispita iz predmeta Meteorologija i klimatologija. Međutim, njegov sadržaj je takav da ga mogu koristiti i studenti drugih fakulteta i svi ostali koji žele da steknu osnovna znanja iz opšte meteorologije. Procesi i pojave u atmosferi objašnjeni su bez prevelike upotrebe matematičkog apatara i uz veliki broj ilustracija, u nameri da se omogući savladavanje gradiva i onima, kojima matematika i fizika nisu jača strana.

Zahvaljujem se svima koji su na različite načine doprineli realizaciji ovog udžbenika, a posebno kolegi Branku Sparavalu, dipl. meteorologu, na predlozima izmena i dopuna pojedinih poglavlja.

U Beogradu, novembra 2004. *Mirjana Ruml*

1 UVOD

Meteorologija spada u grupu geofizičkih nauka. Bavi se proučavanjem procesa i pojava u atmosferi[1] koji su značajni za vreme na Zemlji, pa se zato često naziva i naukom o vremenu. Cilj i zadatak meteorologije je da objasni atmosferske pojave i procese, da ih što tačnije prognozira, kao i da omogući uticaj čoveka na zbivanja u atmosferi. Pojam "atmosferske nauke" obuhvata nešto šire područje istraživanja, kao što je proučavanje atmosfera drugih planeta i procesa i pojava u atmosferi Zemlje koje nisu usko vezane za vreme.

1.1 ISTORIJSKI RAZVOJ METEOROLOGIJE

Čovekovo interesovanje za vremenska zbivanja seže daleko u prošlost. Atmosferske pojave u razvoju čovečanstva su dugo izazivale strah i pripisivane su dejstvu natprirodnih sila. Zbog takvog verovanja, najveća božanstva mnogih starih naroda bili su bogovi Sunca, vetra, groma, kiše. Prve pokušaje naučnog tumačenja atmosferskih pojava srećemo u staroj Grčkoj. I samo ime meteorologija potiče od grčkih reči meteoron, što označava ono što lebdi u vazduhu i logos, što izvorno znači reč, govor, um, a danas se najčešće prevodi kao nauka. Prvu poznatu knjigu o meteorologiji napisao je grčki filozof Aristotel negde oko 340. godine p.n.e. U četiri knjige pod naslovom Meteorologica, Aristotel je na filozofski način pokušao da opiše fizičke pojave u atmosferi. Aristotelove ideje, iako u mnogo čemu pogrešne, bile su opšteprihvaćene dve hiljade godina. Period Rimskog carstva, a naročito srednji vek nije doneo značajniji napredak u razvoju naučne misli, pa ni u tumačenjima pojava u atmosferi. Tek u doba renesanse dolazi do pravog preporoda u nauci i umetnosti.

Meteorologija, kao prirodna nauka, počela je da se razvija sa pronalaskom prvih mernih instrumenata, termometra (Galilej, 1592) i barometra (Toričeli, 1643). Ova otkrića omogućila su početak prvih merenja i prikupljanja meteoroloških podataka. U to vreme dolazi do značajnih otkrića u fizici koja su predstavljala osnovu za dalji razvoj meteorologije. Njutn (1643-1727) postavlja osnovne zakone dinamike koje švajcarski matematičar i fizičar Ojler (1707-1783) primenjuje na tečnosti i gasove. Nešto kasnije u 19. veku, formulisanjem prvog i drugog principa termodinamike i definisanjem Koriolisove sile postavljeni su naučni temelji razvoja savremene meteorologije.

Sredinom 19. veka već je postojala organizovana mreža meteoroloških stanica u mnogim zemljama, gde su vršena merenja i osmatranja većine meteoroloških elemenata i pojava, koja se i danas obavljaju. Prva svakodnevna merenja i beleženja meteoroloških podataka u Srbiji započeo je 1. januara 1848. godine u Beogradu Vladimir Jakšić, profesor beogradskog liceja. Zvanično organizovano meteorološko osmatranje otpočelo je 1887. godine osnivanjem Astronomske i meteorološke opservatorije u Beogradu, na predlog Milana Nedeljkovića, profesora Velike škole.

Pronalazak telegrafa (1843) otvorio je praktičnu mogućnost za prognozu vremena, u to vreme u prvom redu za prognozu nailaska nepogoda. Naglim razvojem pomorskog transporta u 19. veku nastala je i potreba za preciznim i redovnim informacijama o trenutnom i budućem vremenu. Potapanje velikog broja brodova francusko-engleske flote u Crnom moru u toku Krimskog rata 1854. godine zbog veoma snažne olujne nepogode, potvrdilo je neophodnost postojanja stalne razmene meteoroloških informacija. Tako je ubrzo nakon ove pomorske katastrofe uspostavljena međunarodna razmena rezultata meteoroloških merenja i osmatranja između zemalja sa razvijenom meteorološkom službom i mrežom stanica.

Za dalji razvoj meteorologije i prelazak sa prikupljanja podataka i opisivanja pojava u atmosferi na dublje razumevanje prirode atmosferskih procesa bili su veo-

[1] atmosfera (grč. atmos - para, sphaira - lopta) - vazdušni omotač.

ma značajni teorijski radovi nemačkog fizičara Helmholca (1821-1894). Smatra se da je osnivač čuvene Bergenske škole, Norvežanin Bjerknes (1862 -1951), prvi došao na ideju da se rešavanjem hidrodinamičkih jednačina mogu dobiti buduće vrednosti meteoroloških elemenata na osnovu prethodno osmotrenog stanja atmosfere. Pionirski pokušaj Ričardsona (1881-1953) 1922. godine da izračuna buduće stanje atmosfere nije uspeo, ali je označio početak razvoja numeričke prognoze vremena. Prvu uspešnu prognozu vremena uradili su Čarni, Fjortoft i Fon Nojman krajem četrdesetih godina prošlog veka, koristeći relativno jednostavan model atmosfere i prvu računarsku mašinu ENIAC konstruisanu 1945. godine. Napredak u razumevanju problema numeričke prognoze vremena i neverovatan razvoj računarske tehnike, uz uvođenje satelitskih i radarskih osmatranja i merenja, omogućili su veoma brz i uspešan razvoj prognoze vremena.

Iz prethodno izloženog kratkog prikaza istorijskog razvoja meteorologija može se zaključiti da je ona, iz jedne u početku deskriptivne nauke, u poslednjih pola veka prerasla u nauku koja tumači pojave u atmosferi na egzaktan način i zasniva svoja dostignuća na stalnom napretku matematike, fizike i ostalih prirodnih i tehničkih nauka.

1.2 PODELA METEOROLOGIJE NA NAUČNE DISCIPLINE

Meteorologija se može podeliti na četiri osnovne naučne discipline. To su: dinamička meteorologija, sinoptička meteorologija, klimatologija i fizička meteorologija. U okviru svake od ovih meteoroloških disciplina postoji više poddisciplina, koje se mogu izdvojiti i kao posebne, specijalističke grane meteorlogije. Granice između pojedinih meteoroloških disciplina i poddisciplina su sve manje i manje izražene. I sama meteorologija sve manje je izdvojena nauka. Sadašnji trend je stvaranje jedinstvene nauke o Zemlji ("Earth system science"), koja ima holistički[2] pristup u proučavanju Zemlje kao celovitog sistema koji čine međusobno povezane komponente: geosfera[3], hidrosfera[4], atmosfera[5] i biosfera[6].

Dinamička meteorologija proučava kretanja u atmosferi koristeći zakone fizike. Glavni zadatak ove osnovne meteorološke discipline je da pruži teorijsku osnovu za razumevanje uticaja atmosferskih kretanja na vreme i klimu od najmanjih do najvećih razmera. Pošto je dobijanje analitičkih rešenja diferencijalnih jednačina dinamike i termodinamike atmosfere u opštem nelinearnom obliku uglavnom moguće samo numeričkim metodama, u okviru dinamičke meteorologije se razvila nova meteorološka disciplina - numerička prognoza vremena. U početku razvoja ova specijalistička disciplina bila je orijentisana na pravljenje numeričkih modela za prognozu vremena, a kasnije i na izradu klimatskih i ekoloških modela.

Sinoptička[7] meteorologija predstavlja na neki način komplement dinamičke meteorologije, pošto i jedna i druga grana meteorologije imaju za konačan cilj prognozu vremena. Dinamička meteorologija pokušava da predvidi vreme na egzaktan način matematičkim modeliranjem atmosfere, dok sinoptička meteorologija analizira procese u atmosferi na osnovu merenja i osmatranja ucrtanih na geografske karte za određeni trenutak, tzv. sinoptičke karte. Savremena prognoza vremena sve više se bazira na numeričkoj prognozi, ali i dalje uz odlučujuću ulogu čoveka u tumačenju sinoptičke situacije, do koje se dolazi na osnovu iscrtanih dijagnostičkih mapa i dijagrama, produkata različitih numeričkih modela, radarskih i satelitskih snimaka.

Klimatologija je najstarija disciplina meteorologije, koja se nekad smatrala i posebnom naukom. Klimatologija se bavi proučavanjem srednjeg stanja atmosfere do kojeg se dolazi statističkom analizom višegodišnjih nizova podataka dobijenih merenjima i osmatranjima. Klimatologija obuhvata i istraživanja o uzrocima promene klime, klimatske klasifikacije, kao i razvoj klimatskih modela i modela opšte cirkulacije atmosfere.

Fizička meteorologija se bavi istraživanjem hemijskog sastava atmosfere, zračenja, fizike oblaka, optičkih, akustičnih, električnih i elektromagnetnih pojava u atmosferi. Istraživanja u oblasti fizike oblaka i fizičke hemije uz korišćenje najnovijih tehničkih dostignuća omogućila su i uticaj čoveka na zbivanja u atmosferi. Modifikacija vremena je oblast meteorologije koja se bavi veštačkim uticajem na procese i pojave u atmosferi, kao što su npr. sprečavanje formiranja grada, izazivanje ki-

---

(2) holizam (grč. cholos) - potpun, celovit.

(3) geo - (grč. ge) - predmetak u složenicama sa značenjem: Zemlja, Zemaljski.

(4) hidro - (grč. hydor) - predmetak u složenicama sa značenjem: voda, vodeni.

(5) atmosfera (grč. atmos - para, spharia - lopta) - vazdušni omotač.

(6) bio - (grč. bios) - predmetak u složenicama sa značenjem: život, životni.

(7) sinoptičan (grč. synoptikos) - pregledan, koji se može istovremeno videti; u obliku nacrta, skice.

še, rasturanje magle. Napredak meteorologije poslednjih godina ubrzan je novim tehnikama za merenje i osmatranje atmosferskih procesa i sve većim brojem lansiranih meteoroloških satelita. To je uslovilo nastanak novih, specijalističkih grana fizičke meteorologije, *satelitske* i *radarske meteorologije*. Problemom zagađenja atmosfere se bavi jedna multidisciplinarna grana fizičke meteorologije, koja objedinjuje znanja iz oblasti hemije, meteorologije i fizike aerosola[8] i koja u našem jeziku nema još opšte prihvaćen naziv. Direktan prevod sa engleskog glasio bi *hemija atmosfere* ili *meteorologija aerozagađenja*.

Postoje i oblasti meteorologije koje se nisu razvile samo iz jedne, već iz više naučnih disciplina. Tako npr. mikrometeorologija se temelji na klasičnoj dinamici fluida, a dalji razvoj se odvijao u okviru dinamičke i fizičke meteorologije. *Mikrometeorologija* se bavi proučavanjem stanja atmosfere u prizemnom sloju do visine od nekoliko desetina metara, najviše do 1 000 m, dok *aerologija* proučava procese u višim slojevima atmosfere u tzv. slobodnoj atmosferi.

Rezultati meteoroloških istraživanja primenjuju se u različitim naučnim i tehničkim oblastima, tako da su razvijene mnoge primenjene naučne discipline meteorologije. Neke od njih su: *biometeorologija, vazduhoplovna meteorologija, pomorska meteorologija, tehnička meteorologija* i *urbana meteorologija*.

Biometeorologija je interdisciplinarna nauka koja proučava međusobne odnose i uticaje atmosfere i živih organizama. Biometeorologija se deli na *fitološku, zoološku* i *biometeorologiju* čoveka ili *medicinsku* meteorologiju. U okviru fitološke biometeorologije izdvojile su se dve discipline: *agrometeorologija* i *šumarska* meteorologija. **Agrometeorologija** proučava uticaj meteoroloških elemenata i pojava na poljoprivredne kulture.

[8] aerosoli (grč. i lat. aer - vazduh, lat. solvere - rastvoriti se) - čvrste ili tečne čestice koje lebde u vazduhu.

1.3 OSNOVNI POJMOVI O ATMOSFERI

Atmosfera je gasoviti omotač koji okružuje Zemlju. Kada bi se Zemljina kugla svela na dimenzije jabuke, debljina atmosfere bila bi manja od debljine kore jabuke. Ukupna masa atmosfere čini tek milioniti deo mase Zemlje. Iako se atmosfera prostire stotinama kilometara od Zemljine površine, skoro 99% mase atmosfere nalazi se u prvih 30 km, dok se gornja granica atmosfere ne može tačno utvrditi.

Bez atmosfere ne bi bilo života na Zemlji, bar ne onakvog kakvog mi danas poznajemo. Bez vazdušnog omotača nebo bi bilo crno, a Sunce belo. Ne bi bilo oblaka, padavina, vetra, dakle ne bi bilo ni vremena, ni nevremena. Noću bi bilo strašno hladno, a danju jako vruće. Ne bi postojala jezera, ni okeani. Vatra ne bi gorela i vladala bi potpuna tišina, bez ijednog zvuka.

1.3.1 Sastav atmosfere

Sastav atmosfere se menjao od nastanka Zemlje do danas. Atmosfera se danas sastoji uglavnom od azota i kiseonika, koji čine 99% suvog vazduha. Preostali deo čine plemeniti gasovi i vodonik, i tzv. "gasovi staklene bašte" čija je koncentracija veoma mala i promenjiva u atmosferi. Procentualna zastupljenost najvažnijih sastojaka vazduha data je u tabeli 1.1.

Tabela 1.1 Sastav atmosfere blizu površine Zemlje (u prvih 85 km)

Stalni sastojci			Promenjivi sastojci		
Gas	Hemijski znak	Zapreminski procenat u suvom vazduhu (%)	Gas (čestice)	Hemijski znak	Zapreminski procenat (%)
azot	N_2	78,08	vodena para	H_2O	0 – 4
kiseonik	O_2	20,95	ugljen-dioksid	CO_2	0,035
argon	Ar	0,93	metan	CH_4	$1,7 \times 10^{-6}$
neon	Ne	0,0018	azot(I)-oksid	N_2O	$0,3 \times 10^{-6}$
helijum	He	0,0005	ozon	O_3	$0,04 \times 10^{-6}$
vodonik	H_2	0,00005	čestice	(prašina, čađ...)	$0,01 \times 10^{-6}$
ksenon	Xe	0,000009	freoni		$0,0001 \times 10^{-6}$

Koncentracija azota i kiseonika ima praktično konstantnu vrednost do nekih 85 km, što znači da postoji balans između potrošnje i proizvodnje ovih gasova. Azot iz atmosfere koriste bakterije iz zemljišta, a oslobađa se raspadom organskih materija. Kiseonik se oslobađa u procesu fotosinteze, a troši pri raspadu organske materije i u procesima oksidacije i disanja.

Gasovi staklene bašte u koje spadaju vodena para, ugljen-dioksid, metan, azot(I)-oksid, troposferski ozon i freoni[9] promenjivi su sastojci atmosfere. Ovi gasovi u velikoj meri propuštaju kratkotalasno Sunčevo zračenje, a apsorbuju gotovo sve dugotalasno Zemljino zračenje. Zbog tog efekta temperatura na površini Zemlje je 15°C, a ne -18°C, kolika bi bila da nema atmosfere i gasova staklene bašte. Razlog zbog kojeg dolazi do povećanja temperature površine Zemlje usled postojanja vazdušnog omotača, različit je od onoga u staklenicima, gde do zagrevanja vazduha dolazi uglavnom zbog smanjene cirkulacije i mešanja zagrejanog vazduha, a ne zbog same apsorpcije Sunčevog zračenja. Iako neodgovarajući, termin "efekat staklene bašte" je opšteprihvaćen. Pretpostavlja se da povećavanje koncentracije gasova staklene bašte, usled različitih ljudskih aktivnosti, dovodi do globalnog zagrevanja i promene klime na Zemlji.

Vodena para predstavlja najvažniji sastojak atmosfere sa meteorološkog stanovišta. Pored toga što se transformiše u kišu, sneg i ostale hidrometeore, vodena para ima veoma značajnu energetsku ulogu zbog latentne toplote koja se troši ili oslobađa pri promenama agregatnog stanja vode. Takođe, vodena para je gas koji značajno doprinosi efektu staklene bašte. Sadržaj vodene pare u vazduhu veoma je promenjiv u prostoru i vremenu. Varira od gotovo 0% u polarnim regionima do 4% u toplim, tropskim krajevima. Tipična vrednost sadržaja vodene pare u vazduhu za naše podneblje iznosi oko 1%.

Ugljen-dioksid je važan sastojak atmosfere, iako ga ima samo 0,035%. Troši se u procesu fotosinteze i pri stvaranju karbonata, a dospeva u atmosferu raspadanjem biljaka, u procesu disanja, pri erupcijama vulkana i kao produkt različitih čovekovih aktivnosti. Pored vodene pare, to je gas koji najznačajnije doprinosi efektu staklene bašte. Glavni izvor vodene pare je isparavanje sa površine mora i okeana, pa na njen sadržaj u atmosferi čovek praktično ne može da utiče, što nije slučaj i sa koncentracijom ugljen-dioksida. Ona se povećala za 30% od industrijske revolucije do danas, prvenstveno zbog sagorevanja fosilnih goriva. Krčenje šuma je, takođe, znatno doprinelo povećanju sadržaja ugljen-dioksida u atmosferi.

Koliki je značaj biljnog sveta u kruženju ugljen-dioksida i kiseonika u prirodi?

Proračunato je da suvozemne biljke u toku jedne godine usvoje iz vazduha 67,8 milijardi tona ugljen-dioksida, a vodene biljke oko 330 milijardi tona, što znači da bi biljke usvojile sav ugljen-dioksid iz atmosfere za 33 godine, da ga istovremeno postepeno i ne oslobađaju. U procesu fotosinteze pri usvajanju 1 tone ugljenika, biljke oslobode 2,7 tona kiseonika. Procenjeno je da za približno 250 godina sav ugljenik na Zemljinoj površini prođe kroz proces fotosinteze, a zatim se putem disanja opet vraća u atmosferu, dok se u procesu fotosinteze sav kiseonik u atmosferi obnovi za 3 000 godina.

Metan je gas koji dospeva u atmosferu u prvom redu bakterijskim raspadom organske materije na pirinčanim poljima i deponijama, ali i kao produkt biohemijskih reakcija koje se odvijaju tokom procesa preživanja kod krava (procenjeno je da jedna krava tokom preživanja ispusti u atmosferu nešto manje od četvrt kilograma metana na dan). Metan iz atmosfere troši se tako što ga koriste pojedini mikroorganizmi u zemljištu, kao i stupanjem u hemijske reakcije sa slobodnim radikalima.

Azotni oksidi dospevaju u atmosferu sagorevanjem tečnih goriva, razlaganjem veštačkih đubriva, a stvaraju ih i mikrobi.

Ozon je alotropska[10] modifikacija kiseonika. Nastaje u hemijskoj reakciji azotnih oksida i ugljovodonika u prisustvu Sunčeve svetlosti. Ozon možemo naći u prizemnom sloju atmosfere kao sastojak foto-hemijskog smoga, koji štetno utiče na vegetaciju i zdravlje ljudi, a doprinosi i efektu staklene bašte. U višim slojevima atmosfere, na visini između 12 i 50 km nalazi se veći deo atmosferskog ozona (oko 95%), koji štiti život na Zemlji od štetnog ultraljubičastog zračenja. Na površini Zemlje, ozon se brzo razlaže u interakciji sa biljkama i rastvarajući se u vodi, dok je u višim slojevima atmosfere on prilično stabilan gas.

Osmotreno smanjenje količine ozona u polarnim predelima, pojava tzv. "ozonskih rupa", predstavlja ozbiljan ekološki problem, jer pojačan intenzitet ultra-

[9] freoni - komercijalni naziv za hlorofluorougljenike (CFC).
[10] alotropan (grč. allos - drugi, tropos - način) - koji se javlja u više različitih oblika ili stanja.

ljubičastog zračenja utiče na zdravlje ljudi, na biljni i životinjski svet. Kod ljudi povećano ultraljubičasto zračenje izaziva slabljenje imunog sistema i povećan broj obolelih od melanoma (raka kože) i očne katarakte. Povećano ultraljubičasto zračenje može se odraziti na prinose poljoprivrednih kultura i prouzrokovati oštećenja šuma. Štetno utiče i na ekosisteme mora i okeana, uništavajući planktone, najosetljiviju kariku u celokupnom lancu ishrane. Najveće oštećenje ozonskog omotača je iznad Južnog pola. "Ozonska rupa" iznad Antarktika je uobičajena pojava u septembru i oktobru (proleće na južnoj hemisferi) i nastaje zbog prolećnog zagrevanja i opšte cirkulacije atmosfere koja se tada uspostavlja. Problem je što ona postaje sve veća, pretpostavlja se u prvom redu zbog emisije freona (hlorofluorougljenika), koji i pri malim koncentracijama uništava veliki broj molekula ozona. Severni pol je nešto manje ugrožen, jer meteorološki uslovi ne pogoduju produbljavanju i zadržavanju "ozonske rupe" kao što je to slučaj iznad Južnog pola.

Hlorofluorougljenici (CFC) su sintetička jedinjenja koja se najviše koriste u sprejovima i u uređajima za hlađenje i proizvodnju penastih masa. Ovi gasovi su inertni, izuzetno stabilni, nezapaljivi i neotrovni, pa se dugo smatralo da su potpuno bezopasni po životnu sredinu. Međutim, kao gasovi sa malom specifičnom težinom dospevaju na veoma velike visine, gde posredno učestvuju u razgradnji ozonskog omotača. Pod dejstvom Sunčevog ultraljubičastog zračenja molekuli hlorofluorougljenika se razgrađuju i oslobađa se hlor, čiji je jedan jedini molekul u stanju da prouzrokuje razgradnju i 100 000 molekula ozona.

U vazduhu se nalazi i promenjiva količina primesa u čvrstom, tečnom ili gasovitom stanju, koje dospevaju u atmosferu iz prirodnih izvora ili kao rezultat čovekovih aktivnosti. To mogu biti čestice npr. prašine, peska, gari, čestice soli, vulkanski pepeo, čestice dima, polenov prah ili različiti gasovi - zagađivači kao što su: sumpordioksid, ugljen-monoksid, azot-dioksid, ugljovodonici i dr. Koncentracija primesa u atmosferi veoma brzo se smanjuje sa visinom. Naročito brzo opada koncentracija čvrstih čestica, jer usled njihove težine koja je znatno veća od težine gasovitih sastojaka atmosfere dolazi do gravitacionog taloženja. Postoji dosta pravilna godišnja i dnevna promena u vertikalnoj raspodeli primesa u atmosferi. Leti i danju, zbog intenzivnijih vertikalnih strujanja vazduha, smanjuje se koncentracija atmosferskih pridodataka pri tlu, a povećava na visini.

1.3.2 Osnovni pojmovi o temperaturi, pritisku i gustini vazduha

Temperatura nekog tela određena je srednjom brzinom njegovih molekula. Ako temperatura raste, srednja brzina molekula se povećava i obrnuto, ako temperatura opada i srednja brzina molekula se smanjuje. Srednja brzina molekula vazduha na sobnoj temperaturi je oko 450 m/s. Najniža moguća temperatura je ona pri kojoj nema kretanja molekula. Ta temperatura se naziva apsolutna nula.

Jedinica za merenje temperature u SI sistemu je Kelvin (K). Nula Kelvinove skale je apsolutna nula. U meteorologiji se temperatura najčešće meri u stepenima Celzijusa (°C). Nula ove skale je temperatura na kojoj voda mrzne, a 100-ti podeok predstavlja temperaturu na kojoj voda ključa. Veza između temperature u Kelvinima i temperature u stepenima Celzijusa data je sledećom relacijom:

$$T\,(K) = 273{,}16 + t\,(^{0}C)\,.$$

Jedan Kelvin jednak je jednom stepenu Celzijusove skale.

U nekim zemljama u upotrebi je još i stepen Farenhajta. Za nulu ove skale uzeta je temperatura mešavine vode, leda i soli. Veza između temperature u stepenima Celzijusa i temperature u stepenima Farenhajta može se dobiti iz relacije:

$$\frac{t\,(^{0}F) - 32}{9} = \frac{t\,(^{0}C)}{5}$$

Stepen Celzijusa iznosi 1,8 stepeni Farenhajta.

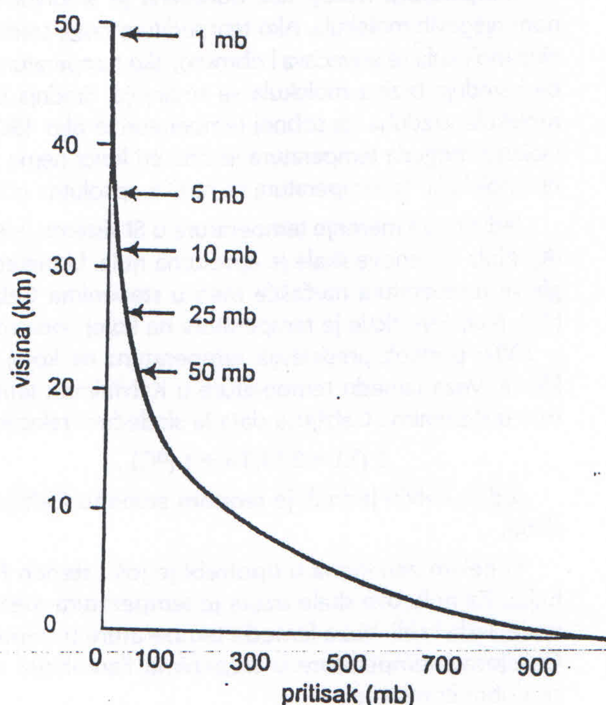
Pritisak se definiše kao sila (F) po jedinici površine (S):

$$, = \frac{F}{S}$$

Atmosferski pritisak jednak je težini vazdušnog stuba iznad jedinične površine. Vazduh je u stvari iznenađujuće težak - 1 m^3 vazduha ima masu 1,293 kg. Tako npr. vazduh u prostoriji dimenzija 6 m x 6 m x 2,5 m teži (tačnije ima masu) oko 108 kg. Jedinica za pritisak u SI sistemu je paskal (1 Pa = 1 N/m^2). U meteorologiji je u upotrebi jedinica za pritisak bar, odnosno milibar (mbar ili mb). Ranije se pritisak obično izražavao u milimetrima živinog stuba (mmHg). Veza između ovih jedinica data je sledećim relacijama:

$$1\ mb = 100\ Pa$$
$$1\ mmHg = 1{,}333\ mb$$

Promena atmosferskog pritiska znatno je veća u vertikalnom nego u horizontalnom pravcu. Promena pritiska vazduha sa visinom, koja važi za "standarnu atmosferu"[(1)], prikazana je na slici 1.1. U prvih 100 km atmosferski pritisak opada eksponencijalno sa visinom. Pritisak na morskom nivou iznosi oko 1 000 mb, na 5,5 km visine 500 mb - polovinu vrednosti prizemnog pritiska. Na nadmorskoj visini nešto većoj od 15 km, vazdušni pritisak iznosi samo 100 mb. Na većim visinama pritisak sporije opada, ali još uvek dovoljno brzo da bi na 50 km bio samo 1 mb, što znači da se 99,9% molekula vazduha nalazi ispod tog nivoa. Ipak, atmosfera se prostire još stotinama kilometara uvis, postajući sve ređa i ređa.



Slika 1.1 Promena atmosferskog pritiska sa visinom

Gustina vazduha se definiše kao masa vazduha (m) u jedinici zapremine (V):

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Gustina vazduha se smanjuje sa visinom na isti način kao pritisak. Razlog za opadanje gustine vazduha sa visinom leži u činjenici da se intenzitet sile gravitacije smanjuje sa visinom, tako da jedinična zapremina vazduha sadrži sve manji broj molekula kako se udaljavamo od Zemljine površine. Srednje rastojanje između molekula vazduha u prizemlju iznosi 10^{-7} m, na 150 km visine 10 m, a na visini od 250 km čak 1 km.

Temperatura, pritisak i gustina vazduha su međusobno zavisne veličine. Veza između njih data je jednačinom gasnog stanja, koja ima sledeći oblik:

$$p = \rho R T,$$

gde je: p - pritisak (mb),
ρ - gustina vazduha (kg/m^3),
T - temperatura (K),
R - gasna konstanta, čija je vrednost različita za različite gasove (za suvi vazduh iznosi 287 J kg^{-1} K^{-1}, a za vodenu paru 461 J kg^{-1} K^{-1}).

U meteorologiji se vazduh najčešće posmatra kao smeša suvog vazduha i vodene pare. Iako se često kaže, kada je toplo i vlažno vreme, da je vazduh težak, vlažni vazduh je lakši od suvog (odnos molekularnih težina vodene pare i suvog vazduha iznosi 0,622).

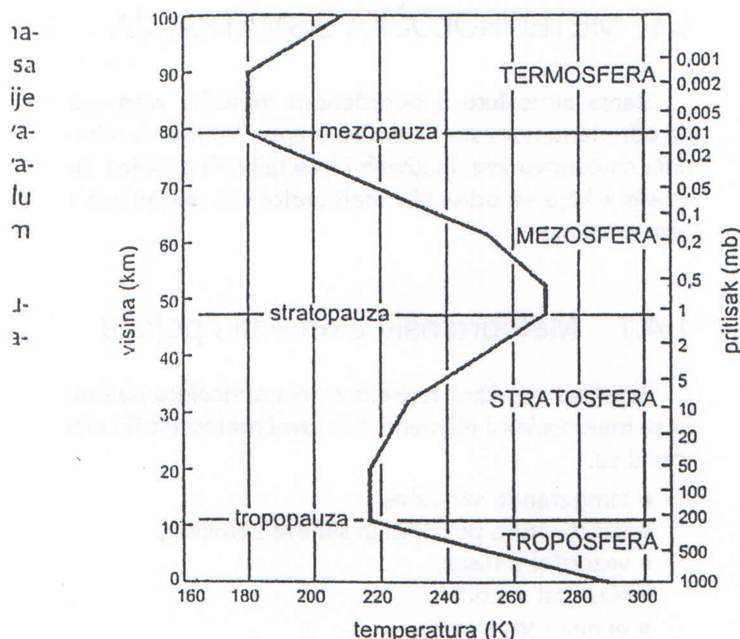
1.3.3 Vertikalna podela atmosfere

Atmosfera se može podeliti na slojeve na osnovu vertikalne promene temperature, hemijskog sastava ili naelektrisanja vazduha.

Temperatura vazduha ima znatno komplikovaniji vertikalni profil od gustine i pritiska vazduha, koji prvo brzo a potom sporo opadaju sa visinom. Promena temperature sa visinom naziva se vertikalni temperaturni gradijent. Obično se označava grčkim slovom G i odnosi se na visinsku razliku od 100 m. Na osnovu toga da li temperatura opada ili raste sa visinom, izvršena je podela atmosfere na sledeće slojeve: troposferu, stratosferu, mezosferu i termosferu (slika 1.2).

Troposfera (obrtna ili promenjiva sfera) je najniži sloj atmosfere. Prostire se od površine Zemlje do različitih visina u zavisnosti od geografske širine, godišnjeg doba, sinoptičke situacije itd. Visina troposfere je najmanja iznad polova (6-7 km), a najveća iznad ekvatora (i do 18 km). U umerenim širinama troposfera se prostire do 10-11 km. U troposferi temperatura opada sa visinom i to u proseku 0,6°C na svakih 100 m. Tropos-

[(1)] standardna atmosfera - osrednjena atmosfera u horizontalnom pravcu i vremenu; funkcija samo visine; na nivou mora u standardnoj atmosferi p = 1013,3 hPa, t =15°C, ρ = 1,225 g m^{-3}.



Slika 1.2 Vertikalni profil temperature u "standardnoj" atmosferi

fera sadrži 3/4 ukupne mase vazduha i u njoj se nalazi skoro sva atmosferska vodena para. U ovom sloju se dešavaju intenzivna kretanja vazduha i svi procesi i pojave koji utiču na vreme na Zemlji.

Iznad troposfere nalazi se sloj vazduha u kome se temperatura ne menja sa visinom i koji se naziva **tropopauza.** Na svim geografskim širinama visina tropopauze je veća leti nego zimi. Debljina tropopauze se kreće od nekoliko stotina metara do 1-2 km. Postoje mesta gde je ovaj izotermički[12] sloj probijen i to su mesta gde se javljaju mlazne struje - jaki, kanalisani vetrovi čija brzina prelazi 50 m/s.

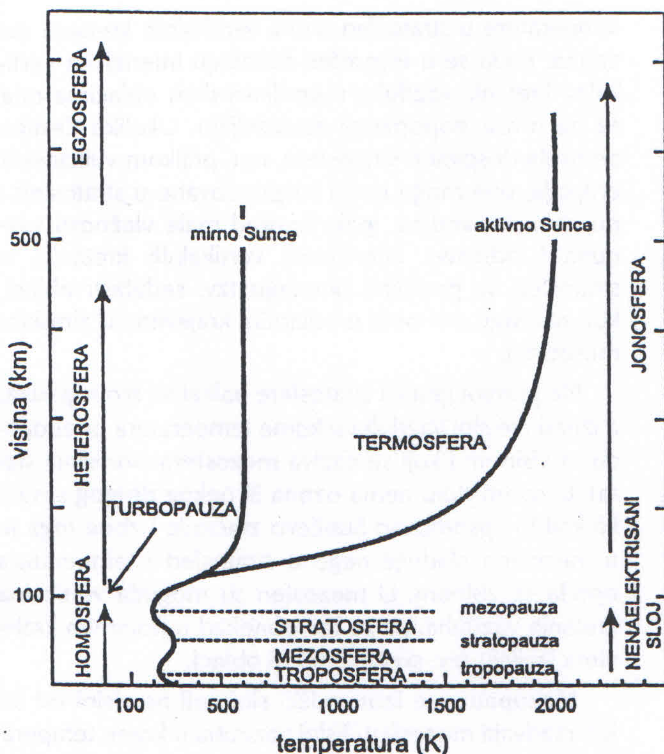
Stratosfera (slojevita sfera) je sloj vazduha koji se nalazi iznad tropopauze i u njemu temperatura raste sa visinom sve do 50 km, zbog sloja ozona koji apsorbuje ultraljubičasti deo Sunčevog zračenja i tu toplotnu energiju prenosi na okolne molekule vazduha. Najveća koncentracija ozona je osmotrena na visini od 25 km. Za razliku od ozona, sadržaj vodene pare je mnogo manji u stratosferi nego u troposferi, a zbog inverzije temperature u stratosferi nema vertikalnih kretanja vazduha. Kada se u troposferi formiraju intenzivna vertikalna kretanja vazduha u grmljavinskim oblacima ona se na nivou tropopauze zaustavljaju. Ukoliko čestice aerosola dospeju u stratosferu, npr. prilikom vulkanskih erupcija, one mogu ostati suspendovane u stratosferi i po nekoliko godina. Ipak, i pored male vlažnosti vazduha i odsustva intenzivnih vertikalnih kretanja, u stratosferi se ponekad obrazuju tzv. sedefasti oblaci, koji se mogu osmotriti u polarnim krajevima u zimskim mesecima.

Na gornjoj granici stratosfere nalazi se **stratopauza**, a iznad nje sloj vazduha u kome temperatura opet opada sa visinom i koji se naziva **mezosfera** (središnja sfera). U ovom sloju nema ozona ili nekog drugog sastojka koji bi apsorbovao Sunčevo zračenje i zbog toga je u mezosferi hladnije nego u stratosferi i temperatura opada sa visinom. U mezosferi su moguća vertikalna kretanja vazduha, pa se leti ponekad u polarnim krajevima javljaju tzv. svetleći noćni oblaci.

Mezopauza je izotermički sloj koji na visini od 85 km razdvaja mezosferu i sloj vazduha u kome temperatura raste sa visinom, koji se naziva **termosfera** (toplotna sfera). Za porast temperature sa visinom najviše su zaslužni molekuli kiseonika, koji apsorbuju ultraljubičasto zračenje najkraćih talasnih dužina. Vrednost temperature u troposferi veoma zavisi od aktivnosti Sunca (slika 1.3)

Podela atmosfere na slojeve može se izvršiti i na osnovu njenog hemijskog sastava (slika 1.3). Ako nema izvora ili ponora sastojaka vazduha dva procesa - molekularna difuzija i mešanje vazduha usled kretanja određuju hemijski sastav atmosfere tj. odnos između pojedinih sastojaka vazduha. Sastav atmosfere do 85 km je prilično je homogen, pa se zato ovaj sloj i naziva **homosfera.** U ovom sloju zbog veće gustine vazduha, dominira proces mešanja u odnosu na proces molekularne difuzije. **Turbopauza** razdvaja homosferu i heterosferu. **Heterosfera** je sloj u kojem se sastav vazduha menja sa visinom. U ovom sloju dominira proces molekularne difuzije, sudari među molekulima su retki i nema mešanja vazduha. Teži molekuli i atomi difuzijom dospevaju na donju granicu, a lakši na gornju granicu ovog sloja. Sastav donjih slojeva heterosfere je u velikoj meri uslovljen procesom fotodisocijacije kiseonika. Iznad visine od 120 km kiseonik se uglavnom nalazi u atomskom obliku. Na visini od 500 km atmosfera se u najvećoj meri sastoji od atomskog kiseonika. Prisutan je

[12] izotermički sloj - sloj u kome se temperatura ne menja sa visinom.
izo - (grč. isos) - predmetak u složenicama sa značenjem: isto, jednako.
termo - (grč. therme, thermos) - predmetak u složenicama sa značenjem: toplota, toplotni.



Slika 1.3 Vertikalna podela atmosfere

i izvestan broj molekula azota čija koncentracija naglo opada sa visinom, kao i gasova male molekularne težine (vodonika i helijuma). Na visinama većim od 1 000 km atmosfera se uglavnom sastoji od vodonika i helijuma.

Na velikim visinama atmosfera je sve ređa, šanse za sudare molekula su sve manje, tako da pojedini lakši elementi napuštaju atmosferu. Oblast u kojoj se to dešava nalazi se na otprilike 500 km iznad Zemljine površine, naziva se **egzosfera** i predstavlja na neki način imaginarnu gornju granicu atmosfere (slika 1.3).

Na osnovu električnih svojstava, atmosfera se može podeliti u dva sloja: nenaelektrisani i naelektrisani sloj (slika 1.3). Donji sloj atmosfere je nenaelktrisan, dok se iznad 60 km nalazi naelektrisan sloj atmosfere koji nazivamo **jonosfera.** Jonosfera je region u kome postoji veliki broj jona[13] i slobodnih elektrona, koji nastaju usled apsorpcije ultraljubičatog, X i gama zračenja u gornjem delu atmosfere. Zbog male koncentracije čestica, vek trajanja slobodnih elektrona i jona je znatno duži nego u prizemnom sloju. Jonosfera ima veoma važnu ulogu u radio-komunikaciji.

1.4 METEOROLOŠKA OSMATRANJA

Stanje atmosfere u određenom trenutku vremena na određenom mestu naziva se vreme. Vreme se određuje na osnovu kvantitativnih i kvalitativnih osobina atmosfere koje se određuju meteorološkim merenjima i osmatranjima.

1.4.1 Meteorološki elementi i pojave

Kvantitativne karakteristike stanja atmosfere nazivaju se meteorološki elementi. Osnovni meteorološki elementi su:

- temperatura vazduha,
- temperatura površinskih slojeva zemljišta,
- vazdušni pritisak,
- vlažnost vazduha,
- brzina i smer vetra,
- oblačnost,
- visina padavina,
- visina i gustina snežnog pokrivača,
- vidljivost,
- isparavanje,
- Sunčevo i Zemljino zračenje.

Kvalitativne karakteristike atmosfere nazivaju se meteorološke ili atmosferske pojave. Meteorološke pojave podeljene su na osnovu uzroka nastanka na:

- **hidrometeore,** pojave koje nastaju pri promenama agregatnog stanja vode i u koje spadaju: magla, sumaglica, padavine pri tlu (rosa, slana, inje, poledica) i padavine iz oblaka (kiša, sneg, grad, sugradica, itd.);

- **elektrometeore,** pojave koje nastaju usled promena u električnom i magnetnom polju Zemlje i u koje spadaju: munja, grom, Elmonova vatra i polarna svetlost;

- **fotometeore,** pojave kao što su duga, halo, korona i glorija, koje nastaju usled refleksije (odbijanja), apsorpcije (upijanja), refrakcije (prelamanja), disperzije (selek-

(13) jon (grč. ion - ono što se kreće) - atomi ili molekuli koji imaju višak elektrona.

(14) elektro - (grč. elektron - ćilibar) - predmetak u složenicama sa značenjem: putem elektriciteta, vrste sile čije dejstvo se ispoljava u privlačenju i odbijanju.

(15) foto - (grč. phos, photos) - predmetak u složenicama sa značenjem: svetlost, svetlosni.

(16) lito - (grč. lithos) - predmetak u složenicama sa značenjem: kamen, stena.

tivne refrakcije ili razlaganja), difrakcije (savijanja) i polarizacije Sunčeve svetlosti;

- **litometeore**, pojave koje nastaju zbog prisustva različitih čvrstih čestica u atmosferi kao što su suva sumaglica (čađevina), dim, peščane magle i mećave i sl.

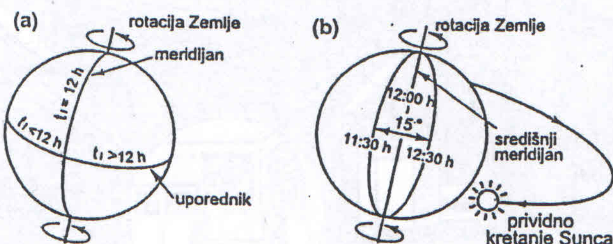
Meteorološki elementi se mere i osmatraju u određeno vreme svakog dana i izražavaju brojnim vrednostima. Vrednosti većine meteoroloških elemenata mere se pomoću odgovarajućih instrumenata, dok se prekrivenost neba oblacima (oblačnost) i horizontalna vidljivost procenjuju vizuelno. Meteorološke pojave se osmatraju onda kada se jave i beleži se trenutak početka i završetka pojave i njen intenzitet. Meteorološke pojave se prikazuju pomoću simbola ili opisno rečima.

1.4.2 Lokalno i zvanično vreme

Meteorološka osmatranja vrše se po lokalnom ili zvaničnom vremenu, u zavisnosti od namene i vrste osmatranja.

Lokalno ili mesno vreme određuje se na osnovu srednje visine Sunca iznad horizonta. Lokalno vreme je jednako za sva mesta na istom meridijanu, a razlikuje se od mesta do mesta na istom uporedniku (slika 1.4 a). Dakle, lokalno vreme se menja sa geografskom dužinom, pa mesta i na veoma malim rastojanjima duž uporednika imaju različita lokalna vremena. Zbog toga upotreba lokalnog vremena u svakodnevnom životu može izazvati nesporazume i otežati ljudske aktivnosti. Tako je razvojem društva nastala i potreba za uvođenjem časovnih zona i zvaničnog vremena.

Međunarodnim dogovorom površina Zemlje je podeljena na 24 časovne zone. Sva mesta koja se nalaze u istoj časovnoj zoni imaju isto zvanično vreme. **Zvanično vreme** jedne časovne zone se definiše kao lokalno vreme središnjeg meridijana. Za početni meridijan izabran je grinički meridijan, koji predstavlja središnji meridijan nulte časovne zone, zone zapadnoevropskog ili griničkog vremena. Na svakih 15⁰ geografske širine istočno i zapadno od Griniča nalazi se središnji meridijan jedne od 24 časovne zone. Naša zemlja se nalazi u zoni srednjoevropskog vremena, čiji se središnji meridijan nalazi na 15⁰ istočne geografske širine. Svaka zona je široka po 15⁰ i prostire se 7⁰ 30' istočno i zapadno od središnjeg meridijana. Razlika u lokalnim vremenima između istočne i zapadne granice jedne časovne zone iznosi 1 sat (slika 1.4 b). To je period za koji Sunce pređe rastojanje od 15⁰ prividno se krećući po nebeskom svodu, odnosno period za koji se Zemlja okrene za 15⁰, s obzirom na to da jednu punu rotaciju načini za 24 časa. Lokalno vreme nekog mesta ili meteorološke stanice može se lako odrediti na osnovu zvaničnog vremena i geografske dužine na kojoj se nalazi.



Slika 1.4 Lokalno i zvanično vreme

Osmatranja za potrebe sinoptičke meteorologije vrše se u istom trenutku na celoj Zemaljskoj kugli, svaka tri sata po griničkom vremenu. Osmatranja u 00, 06, 12 i 18 sati su glavna terminska, a ostala su međuterminska osmatranja. Rezultati ovih osmatranja idu direktno u međunarodnu razmenu podataka.

Osmatranja za potrebe klimatologije obavljaju se u tri termina: u 7, 14 i 21 sat po lokalnom vremenu. Rezultati klimatoloških merenja ne idu direktno u međunarodnu razmenu podataka, već se na kraju svakog meseca šalju izveštaji u nacionalni meteorološki centar, gde se podaci obrađuju i arhiviraju.

Merenje količine padavina vrši se po zvaničnom vremenu. Na glavnim meteorološkim stanicama merenje količine padavina vrši se u 1, 7, 13 i 19 sati. Na padavinskim stanicama osmatranja se vrše dva puta dnevno u 7 i 19 sati, ili samo jednom u 7 sati po zvaničnom vremenu.

1.4.3 Podela meteoroloških osmatranja

U okviru Svetske meteorološke organizacije, jedne od najmasovnijih specijalizovanih agencija Ujedinjenih nacija, razvijen je program Svetskog meteorološkog bdenja. Svetsko meteorološko bdenje reguliše jednoobraznu metodiku meteoroloških osmatranja i merenja u celom svetu i organizuje međunarodnu razmenu podataka. Sastoji se od tri sistema: sistema osmatranja, sistema razmene podataka i sistema obrade podataka.

U sistemu osmatranja (slika 1.5) postoje tri glavna podsistema: prizemna, visinska i satelitska osmatranja.

PRIZEMNA OSMATRANJA

Prizemna meteorološka osmatranja obavljaju se na kopnu i na moru. Na moru se osmatranja vrše na ukotvljenim i pokretnim brodovima, plutačama i platformama, a na kopnu na meteorološkim stanicama. Prema nameni i obimu osmatranja, meteorološke stanice se dele na glavne, obične i padavinske stanice.

Na glavnim meteorološkim stanicama vrše se osmatranja i merenja u određenim terminima za potrebe prognoze vremena, klimatologije i agrometeorologije. Na ovim stanicama obavlja se

osmatranje:

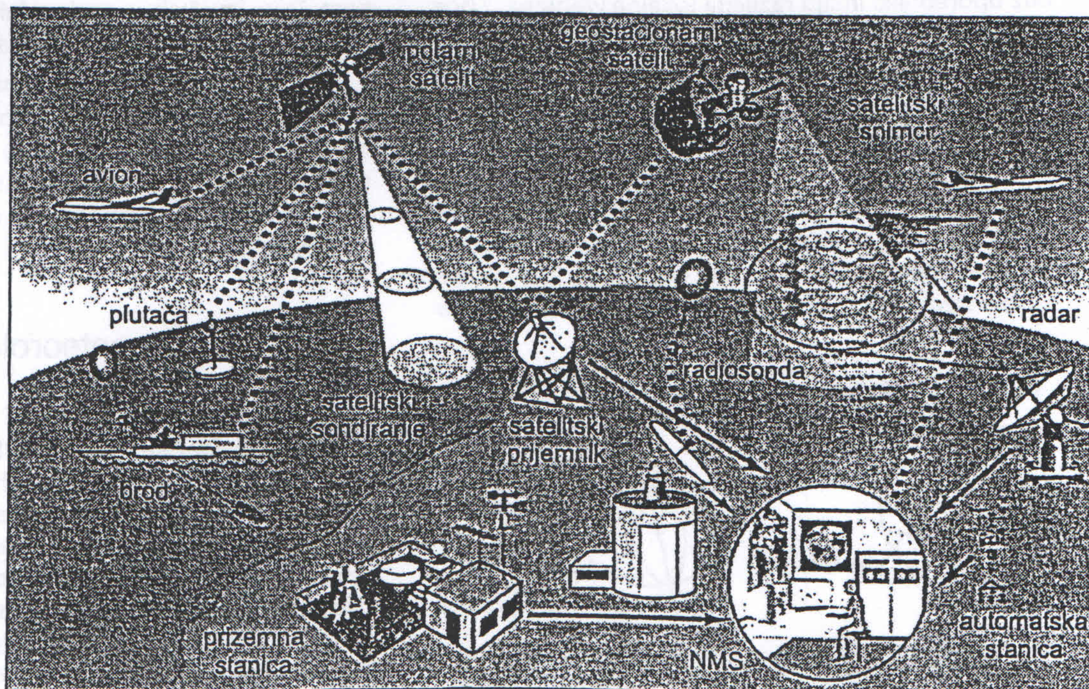
- sadašnjeg vremena,
- prošlog vremena,
- oblačnosti - količine (prekrivenosti neba) i vrste oblaka,
- visine baze oblaka,
- vidljivosti,
- posebnih pojava,
- opšta fenološka[17] osmatranja,
- stanje useva,
- stanje tla.

i merenje:

- pravca i brzine vetra,
- temperature vazduha,
- ekstremnih temperatura vazduha,
- temperature zemljišta na dubinama 2, 5, 10, 20, 30, 50 i 100 cm,
- minimalne temperature na 5 cm iznad tla,
- vazdušnog pritiska,
- tendencije i karakteristika tendencije vazdušnog pritiska,
- vlažnosti vazduha,
- vlažnosti zemljišta,
- padavina (vrsta, količina i intenzitet),
- snežnog pokrivača (stepen pokrivenosti zemljišta, visina snežnog pokrivača i gustina snega),
- dubine zamrzavanja i odmrzavanja zemljišta,
- trajanja Sunčevog sjaja,
- isparavanja.

[17] **fenologija** (grč. phainomai - pojavljujem se, logia - nauka) - grana prirodnih nauka koja se bavi proučavanjem periodičnih pojava u biljnom i životinjskom svetu.
fenofaza (grč. phainomai, phasis -pojavljivanje) - periodična pojava u biljnom svetu (cvetanje, listanje, zametanje plodova, žućenje lišća, itd.)

Slika 1.5 Globalni sistem osmatranja



Na **običnim meteorološkim stanicama** vrše se osmatranja i merenja u određenim terminima za potrebe klimatologije i agrometeorologije. Na ovim stanicama se obavlja

osmatranje:

- količine oblačnosti,
- vidljivosti,
- prema potrebi: opšta fenološka osmatranja, osmatranje stanja useva.

i merenje:

- pravca i brzine vetra,
- temperature vazduha,
- ekstremnih temperatura vazduha,
- temperature zemljišta (prema potrebi),
- vlažnosti vazduha,
- padavina (vrsta i količina),
- visine snežnog pokrivača.

Na **padavinskim stanicama** vrše se osmatranja i merenja u određenim dnevnim terminima za potrebe klimatologije, hidrologije i agrometeorologije. Na ovim stanicama osmatraju se i mere:

- padavine (vrsta i količina),
- visina snežnog pokrivača,
- obavljaju fenološka osmatranja (prema potrebi).

VISINSKA OSMATRANJA

Visinska osmatranja vrše se pomoću radiosondi, balona i merenjima u avionima na komercijalnim linijama.

Radiosonda je mala automatska meteorološka stanica, koja se sastoji od lagane kutije u kojoj su smešteni senzori za merenje temperature, pritiska i vlažnosti vazduha i jedan radio odašiljač. Za kutiju su vezani balon napunjen vodonikom i mali padobran. Signali sa senzora za merenje temperature, pritiska i vlažnosti vazduha prenose se u radio odašiljač, koji dalje emituje signale do prijemne stanice na Zemlji. Balon, kada se popne na visinu od oko 30 km, puca. Tada radiosonda pada ka Zemlji, a padobran usporava njeno padanje. U slučaju da je kutija sa instrumentima vraćena meteorološkoj službi u dobrom stanju, ona se može ponovo upotrebiti. Međutim, radiosonda se najčešće iskoristi samo jednom, pa je zato ovo prilično skup način osmatranja.

Osmatranja pomoću radiosondi na većini stanica se obavljaju dva puta dnevno u 00 i 12 sati po griničkom vremenu, a na ostalim jedanput. Rezultati radiosondažnih merenja predstavljaju osnov za izradu prognostičkih karata i šalju se u međunarodnu razmenu podataka. Osim u prognozi vremena, radiosondažna merenja su od velikog značaja za vazduhoplovne analize i prognoze, u protivgradanoj zaštiti, itd.

Na izvesnom broju stanica vrše se tzv. pilotbalonska merenja pravca i brzine vetra na raznim visinama, praćenjem balona pomoću teodolita[18].

Poslednjih godina sve značajniju komponentu visinskih osmatranja predstavljaju merenja pritiska, temperature i vetra na komercijalnim avionskim letovima. Svakodnevno sa nekoliko hiljada aviona stižu do prijemnih mesta na Zemlji direktno ili preko satelita, podaci o temperaturi i vetru na visini leta i sa određenih nivoa pri spuštanju i sletanju. Ova automatska merenja su od posebnog značaja u oblastima gde se ne vrše radiosondažna merenja.

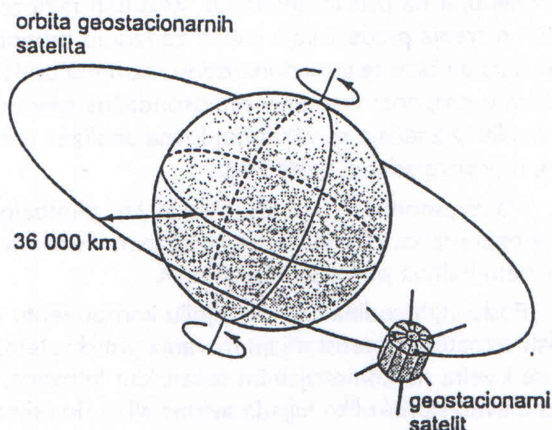
SATELITSKA OSMATRANJA

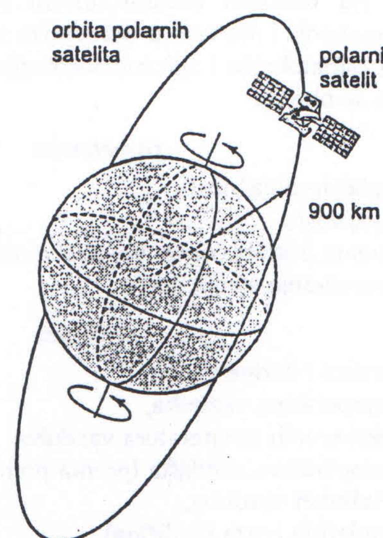
Satelitska osmatranja su novijeg datuma - prvi meteorološki satelit TIROS I lansiran je u aprilu 1960. godine. Poslednjih decenija osmatranja sa satelita nalaze sve širu primenu u meteorologiji. Od najvećeg značaja su osmatranja oblaka i temperature na različitim visinama u atmosferi, kao i osmatranja temperature i stanja Zemljine površine. Postoje dve vrste satelita: geostacionarni i polarni.

Geostacionarni ili geosinhronizovani sateliti kruže oko Zemlje na visini od 36 000 km u orbitalnoj ravni koja se poklapa sa ekvatorijalnom ravni Zemlje (slika 1.6). Okreću se istom brzinom kao i Zemlja, tako da se nalaze uvek iznad iste tačke na ekvatoru. Zbog toga se ovi sateliti i nazivaju geostacionarni, jer su stacionirani iznad jedne tačke na Zemlji ili geosinhronizovani, jer im je kretanje sinhronizovano sa rotacijom Zemlje. Snimci sa nekog od savremenih geostacionarnih satelita pokrivaju skoro jednu trećinu površine Zemlje. Snimci zadovoljavajućeg kvaliteta dobijaju se za područja do 60° geografske širine, dok polarni regioni iznad 80° geografske širine ne mogu biti snimani sa ovih satelita. Pet geostacionarnih satelita raspoređenih na jednakim rastojanjima iznad ekvatora mogu osmatranjima da pokriju veći deo Zemljine površine.

Polarni sateliti se kreću na visini između 700 i 1 000 km, po orbiti koja je približno paralelna meridijanima

[18] teodolit - instrument za merenje uglova.





Slika 1.6. Putanje geostacionarnih i polarnih satelita

(slika 1.6). Pri svakom obilasku oko Zemlje ovi sateliti prolaze iznad Severnog i Južnog pola. Zbog rotiranja Zemlje od zapada ka istoku, pri svakom obilasku polarni sateliti osmatraju oblast na Zemlji zapadno u odnosu na oblast koja je bila osmotrana pri prethodnom obilasku. Na taj način polarni sateliti osmatranjima pokrivaju površinu cele Zemlje uključujući i polarne regione, ali naravno ne u istom trenutku. Polarni sateliti obiđu oko Zemlje jednom u 100 minuta, a iznad svake tačke na Zemlji se nađu dva puta u toku dana. Pored meteoroloških, postoje i polarni sateliti posebne namene kojima se osmatraju prirodni resursi i koji se često nazivaju ekološki sateliti. Osmatranja se obavljaju multispektralnim senzorima, a dobijeni snimci su velike rezolucije (razlaganja) i pružaju dragocene informacije koje se koriste u geologiji, hidrologiji, okeanografiji, meteorologiji, poljoprivredi i šumarstvu. Ovim satelitima se dobijaju pored ostalog i podaci o vrsti i stanju biljnog pokrivača, granici leda na polovima, površini područja ugroženih sušom, snežnom pokrivaču, šumskim požarima, vulkanskim erupcijama, zemljotresima, okeanskim strujama i talasima.

Funkcije geostacionarnih i polarnih satelita se dopunjuju. Geostacionarni sateliti omogućavaju kontinuirano merenje i osmatranje određenog područja na Zemlji. Sa ovih satelita dobijaju se podaci u realnom vremenu, što znači da snimci na Zemlju stižu praktično trenutno. To omogućava praćenje kretanja oblačnih sistema, frontova i prognoziranje razvoja atmosferskih poremećaja većih razmera. Praćenjem kretanja oblaka mogu se proceniti pravac i smer vetra na visini. Na ovim satelitima vrši se i merenje Sunčevog zračenja i još nekih parametara, koji se ne mogu meriti na manjim visinama na kojima kruže polarni sateliti. Polarni sateliti omogućavaju dobijanje snimaka polarnih regiona koji se sa geostacionarnih satelita snimaju pod malim uglom. Zbog manje visine polarnih satelita, dobijaju se detaljniji snimci područja i objekata koji se osmatraju, a moguće je pratiti i atmosferske sisteme manjih razmera, reda veličine 1 km, koji se ne mogu snimati sa geostacionarnih satelita.

Prvi sateliti snimali su znatno manju površinu Zemlje od one koju danas snimaju savremeni sateliti. Takođe, snimanja su vršena televizijskim kamerama, tako da je osmatranje bilo moguće samo danju. Današnji sateliti koriste multispektralne radiometre kojima se vrše merenja u vidljivom ali i drugim delovima spektra: infracrvenom, zatim delu spektra u kome vodena para vrši apsorpciju i emisiju zračenja, kao i delu spektra koji obuhvata mikrotalase (radarske talasne dužine). Merenja u infracrvenom i drugim delovima spektra, pored toga što se mogu obavljati i danju i noću, imaju i širu primenu od osmatranja u vidljivom delu.

Snimci u vidljivom delu spektra nastaju odbijanjem Sunčeve svetlosti od oblaka i Zemljine površine. Na ovim snimcima mogu se jasno videti oblačni sistemi i površine pod snegom na Zemlji. Satelitski snimci oblačnih sistema su od posebnog značaja za meteorologe, s obzirom na to da je preko 70% površine Zemlje prekriveno vodom, pa su prostrane oblasti na Zemlji nepokri-

vene prizemnim osmatranjima oblaka. Pre pojave satelita, nepogode razarajuće snage (npr. tropski cikloni), nisu mogle biti osmotrene pre nego što bi se približile naseljenim oblastima, tako da je bilo nemoguće izdati blagovremena upozorenja o nailasku nepogode. Današnji sateliti to omogućavaju, jer se pojava i kretanje nepogoda može osmotriti još dok se one nalaze daleko od obale, iznad okeana.

Senzorima za infracrveno zračenje meri se intenzitet zračenja Zemlje i atmosfere. Tako se dobija energetski bilans sistema Zemlja-atmosfera, a primenom zakona zračenja mogu se odrediti temperature površine kopna i mora, vertikalni profil temperature vazduha i temperatura vrha oblaka (indikator visine oblaka). Merenjem zračenja iz dela spektra u kome se odvija apsorpcija i emisija zračenja od strane vodene pare u atmosferi, određuje se vlažnost vazduha.

U dodatku I mogu se videti satelitski snimci sa evropskog satelita METEOSAT u vidljivom, infracrvenom i delu spektra u kome se odvija apsorpcija i emisija zračenja od strane vodene pare.

Sateliti imaju još jednu veoma važnu ulogu, pored merenja i snimanja, a to je prikupljanje podataka sa automatskih meteoroloških stanica, aviona, plutača, brodova, seizmičkih i okeanografskih stanica, koji se potom sa satelita šalju u prijemnu stanicu na Zemlji. Prikupljanje podataka u jednom centru je od velikog značaja, jer omogućava njihovu bržu obradu i bolju sliku trenutnog fizičkog stanja Zemlje i njene atmosfere.

Sistem osmatranja obuhvata i neka specijalna osmatranja kao što su: radarska osmatranja, osmatranja za potrebe vazduhoplovne meteorologije, osmatranja za potrebe agrometeorologije, zatim merenje zračenja, električnih pražnjenja, zaleđivanja provodnika, zagađenosti vazduha i sl.

AGROMETEOROLOŠKA OSMATRANJA

Agrometeorološka osmatranja su prizemna osmatranja koja obuhvataju istovremena praćenja fizičke sredine (meteorološka osmatranja) i biološke sredine (biološka osmatranja). Biološka osmatranja obuhvataju:

- osmatranja samoniklog bilja i poljoprivrednih kultura (npr. datumi nastupa pojedinih fenofaza, datumi setve i žetve, itd.);
- osmatranja šteta prouzrokovanih nepovoljnim meteorološkim pojavama (mraz, suša, grad, vetar...), kao i pojavom biljnih bolesti i štetočina;
- detaljna biološka osmatranja koja se vrše na oglednim poljima.

Osnovna agrometeorološka osmatranja obavljaju se na glavnim i običnim meteorološkim stanicama. U okviru hidrometeorološke službe u našoj zemlji postoje i stanice na kojima se vrše samo fenološka osmatranja i one čine mrežu fenoloških stanica. Za ispitivanje uticaja lokalnih meteoroloških uslova na poljoprivrednu proizvodnju obavljaju se specijalna agrometeorološka osmatranja na posebnim lokacijama i u dodatnim terminima. Često se za te potrebe koriste privremene ili mobilne stanice na kojima se merenja i osmatranja vrše u periodu od jedne do pet godina, a ako je potrebno koriste se i specijalni instrumenti.

Savremena intenzivna poljoprivreda nezamisliva je bez primene agrometeoroloških podataka i informacija koji imaju veoma važnu ulogu u različitim oblastima poljoprivredne proizvodnje i planiranja kao što su: korišćenje, priprema i navodnjavanje zemljišta, izbor vrste i sorte poljoprivrednih kultura, sprovođenje mera nege i zaštite bilja, određivanje rokova setve i žetve, čuvanje i transport poljoprivrednih proizvoda.

2 ZRAČENJE SUNCA, ZEMLJE I ATMOSFERE

Sunce je izvor života na Zemlji, ali i pokretač gotovo svih kretanja vazduha i procesa koji se odvijaju u atmosferi. Iako do površine Zemlje dospe manje od milijarditog dela ukupnog zračenja Sunca, svi ostali izvori energije (zvezde, planete, Mesec, kosmičko zračenje, usijano jezgro i procesi radioaktivnog raspada u površinskim slojevima) su praktično beznačajni za Zemlju i njenu atmosferu u poređenju sa Suncem. Sunčeva energija dospeva na Zemljinu površinu zračenjem.

2.1 OSNOVNI ZAKONI ZRAČENJA

Zračenje ili radijacija[1] je prenos energije brzim oscilacijama elektromagnetnog polja koje se mogu predstaviti kao elektromagnetni talasi koji se prostiru brzinom svetlosti (3×10^8 m/s). Sva tela, čija je temperatura veća od apsolutne nule, zrače. Knjiga, ljudsko telo, drveće, vazduh, Zemlja, Sunce, emituju elektromagnetne talase širokog opsega talasnih dužina. Sa stanovišta meteorologije najznačajniji je deo elektomagnetnog spektra između 0,1 i 100 μm[2], koji obuhvata zračenje Sunca i Zemlje. Krive zračenja Sunca i Zemlje se gotovo uopšte ne preklapaju, tako da je uobičajeno da se odvojeno posmatra kratkotalasno ili Sunčevo zračenje (zračenje talasnih dužina između 0,1 i 3 μm) i dugotalasno ili Zemljino zračenje (zračenje talasnih dužina između 3 i 100 μm).

Zračenjem se smanjuje unutrašnja energija, odnosno temperatura tela. Telo bi emitovalo, tj. gubilo energiju sve dok mu temperatura ne bi bila jednaka apsolutnoj nuli, da istovremeno i ne dobija energiju od svoje okoline. Energija koja dospe na neko telo može biti apsorbovana, reflektovana ili propuštena u zavisnosti od osobina i temperature tela, kao i talasne dužine zračenja. Pri apsorpciji zračenja povećava se temperatura tela, dok se pri refleksiji i transmisiji (propuštanju) zračenja temperatura tela ne menja.

Dakle, sva tela istovremeno emituju i apsorbuju zračenje. Zračenje nekog tela zavisi samo od njegove temperature, a ne od temperature okolnih tela. Ako je temperatura tela viša od njegove okoline, onda ono emituje više energije nego što apsorbuje, zbog čega gubi energiju i njegova temperatura opada sve dok se ne izjednači sa temperaturom okoline. I obrnuto, ako je temperatura tela niža od temperature okoline, onda telo apsorbuje više energije nego što emituje, pa njegova temperatura raste. Kada se telo nalazi u toplotnoj ravnoteži s okolinom, onda ono emituje onoliko energije koliko i apsorbuje, pa se ne menja temperatura ni tela ni okoline.

Fizička veličina koja karakteriše zračenje tela naziva se **spektralna emisiona moć**. Ona zavisi od temperature tela i talasne dužine, odnosno frekvencije zračenja i definiše se kao energija koju emituje jedinična površina tela u jediničnom intervalu frekvencije u jedinici vremena na datoj temperaturi.

Apsorpciona moć je bezdimenzionalna veličina, jednaka odnosu energije zračenja koju apsorbuje jedinična površina tela u jediničnom intervalu frekvencije i energije iste frekvencije koja dospe na tu površinu.

Telo koje apsorbuje sve zračenje bilo koje frekvencije na bilo kojoj temperaturi naziva se **apsolutno crno telo.** Na sličan način definišu se i **apsolutno belo telo** i **apsolutno providno telo**. To su tela koja reflektuju, odnosno propuštaju, celokupno upadno zračenje.

Apsolutno crna tela emituju maksimalnu moguću količinu energije pri datoj temperaturi. Emisivnost ostalih tela, tzv. sivih tela definiše se kao odnos između energije koju emituje jedinična površina datog tela u jediničnom intervalu frekvencije u jedinici vremena pri određenoj temperaturi i energije koju emituje jedinična površina crnog tela pri istim uslovima.

(1) radijacija (lat. radiatio) - zračenje.
(2) mikrometar, 1 μm = 10^{-6} m.

Stvarna tela nisu ni "crna" ni "bela" ni "providna", već se njihova apsorptivnost, emisivnost i refleksivnost menjaju u zavisnosti od talasne dužine. Tela čija je apsorptivna i emisiona moć različita za različite talasne dužine zračenja nazivaju se selektivni apsorberi i emiteri. Radijacione osobine tela najčešće se prikazuju kao srednje vrednosti za kratkotalasni i dugotalasni deo spektra.

Kirhofov zakon zračenja

Odnos emisione i apsorpcione moći je isti za sva tela na datoj temperaturi i jednak je emisionoj moći crnog tela na istoj temperaturi:

$$\frac{e(\nu, T)}{a(\nu, T)} = \frac{E(\nu, T)}{1} = E(\nu, T),$$

gde je: e - (v, T) emisiona moć tela,
a - (v, T) apsorpciona moć tela,
n - frekvencija,
T - apsolutna temperatura,
E (v, T) - emisiona moć crnog tela,
a apsorpciona moć crnog tela je po definiciji jednaka jedinici.

To znači da telo emituje samo zračenje onih talasnih dužina koje pri istoj temperaturi i apsorbuje. Drugim rečima, tela koja dobro apsorbuju zračenje određene talasne dužine dobro i emituju zračenje iste talasne dužine. I obrnuto, ako je apsorpciona moć tela mala za neke talasne dužine, mala je i emisiona moć tela za te talasne dužine.

Štefan-Bolcmanov zakon

Ukupna emsiona moć crnog tela (E_T) srazmerna je četvrtom stepenu apsolutne temperature:

$$E_T = \sigma T^4$$

gde je: $\sigma = 5{,}67 \times 10^{-8}$ W m^{-2} K^4.

To znači da će mala promena temperature tela rezultirati znatno većom promenom emisione moći.

Vinov zakon pomeranja

Za svaku temperaturu postoji maksimum spektralne emisione moći, a talasna dužina koja nosi najviše energije (λ_{max}), obrnuto je proporcionalna apsolutnoj temperaturi (T):

$$\lambda_{max} = \frac{b}{T},$$

gde je: $b = 2{,}898 \times 10^{-3}$ m K .

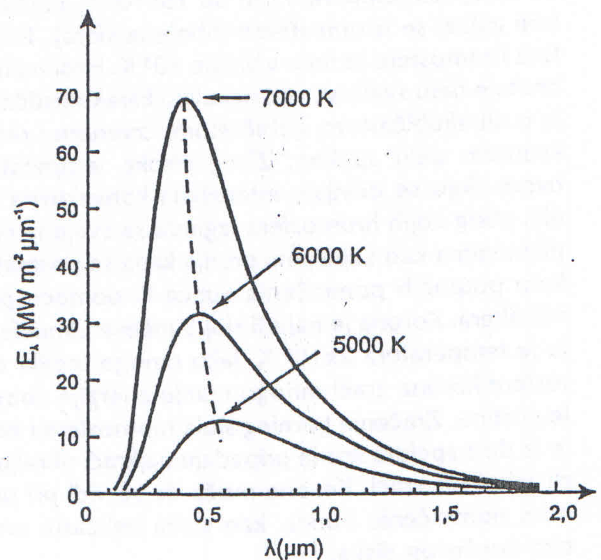
Dakle, pored ukupne energije i spektralni sastav zračenja zavisi od temperature. Što je temperatura tela viša, maksimum zračenja se pomera ka kraćim talasnim dužinama.

Štefan je prvo eksperimentalnim putem pronašao da je ukupno zračenje crnog tela srazmerno četvrtom stepenu njegove temperature, da bi nešto kasnije taj zakon teorijski dokazao Bolcman polazeći od prvog i drugog zakona termodinamike. I Štefan-Bolcmanov zakon i Vinov zakon pomeranja, takođe prvo dobijen eksperimentalnim putem, mogu se izvesti i matematički iz Plankovog zakona zračenja. Plank je uspeo da objasni zašto je raspodela zračenja crnog tela takva, kao što je merenjem utvrđeno, uvodeći revolucionarnu ideju o kvantu energije.

Plankov zakon zračenja

Spektar zračenja idealnog crnog tela sadrži talase svih talasnih dužina, koji nose različitu količinu energije u zavisnosti od temperature tela.

Na slici 2.1 prikazan je emisioni spektar apsolutno crnog tela za različite vrednosti temperature. Ukupna, kao i energija pojedinih delova spektra zračenja apsolutno crnog tela raste sa porastom temperature (Štefan-Bolcmanov zakon). Zraci veoma malih talasnih dužina, kao što su npr. x ili rendgenski zraci, imaju veoma malu energiju. Sa porastom talasne dužine raste i energija



Slika 2.1. Emisioni spektar apsoluno crnog tela za različite temperature

zračenja sve do maksimalne vrednosti za određenu talasnu dužinu, čija vrednost zavisi od temperature tela (Vinov zakon). Počev od talasne dužine koja odgovara maksimumu, energija zračenja apsolutno crnog tela se smanjuje sa porastom talasne dužine (sporije nego što raste), tako da veoma dugi talasi, kao npr. radio-talasi, imaju malu energiju.

2.2 ZRAČENJE SUNCA

Sunce je naša najbliža zvezda, iako udaljena oko 150 miliona kilometara od Zemlje. Spada u žute zvezde, srednje veličine i starosti. Prečnik Sunca je 109 puta veći od Zemljinog. Sunce kao telo izvrši jednu rotaciju za 27 dana, ali sve tačke na njegovoj površini ne rotiraju istom bzinom - brzina rotacije opada od ekvatora ka polovima. Sastoji se uglavnom od vodonika i helijuma koji čine 99% Sunčeve materije.

Sunce se sastoji od tri gasovita omotača (fotosfere, hromosfere i korone) i unutrašnjeg dela. U unutrašnjosti Sunca odvijaju se termonuklearni procesi fuzije u kojima se četiri jezgra vodonika spajaju u jezgro helijuma uz oslobađanje ogromne količine energije. Najveći deo Sunčeve energije koji stiže do Zemlje emitovan je sa Sunčeve površine, iz sloja koji se naziva **fotosfera** (svetlosna, vidljiva sfera). Srednja temperatura fotosfere je oko 6 000 K. Unutrašnjost Sunca je znatno toplija sa temperaturom od 15×10^6 K. Iznad fotosfere nalazi se **hromosfera**[3] (obojena sfera). Temperatura hromosfere je reda veličine 10^5 K. Hromosfera ne emituje belu svetlost, već nekoliko karakterističnih linija u ultraljubičastom, ljubičastom, crvenom i radiofrekventom delu spektra. Zbog visoke temperature u ovom sloju se odvijaju intenzivna konvektivna kretanja, zbog kojih hromosfera izgleda sa svojim crvenim plamenima kao zapaljena prerija kada se posmatra tokom potpunih pomračenja Sunca ili pomoću posebnih filtera. Korona je najviši sloj Sunčeve atmosfere, čija je temperatura 2×10^6 K. Iako mnogo toplija od fotosfere korona zrači mnogo manje energije zbog male gustine. Zračenje gornjeg sloja hromosfere i korone je iz dela spektra kome pripadaju najkraći ultraljubičasti talasi i X zraci. Korona može da se vidi pri potpunom pomračenju Sunca, kao slaba beličasta svetlost oko Sunčevog diska.

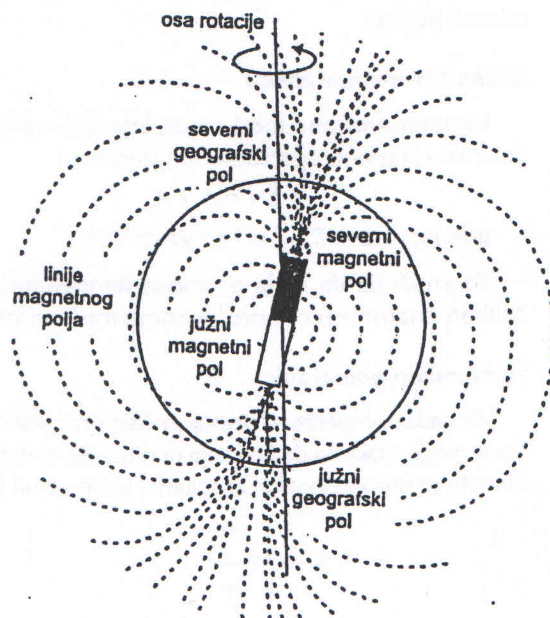
[3] hromo (grč. chroma) - predmetak u složenicama sa značenjem: boja.

Sunce prolazi kroz svoje "mirne" i "aktivne" periode. U najznačajnije oblike Sunčeve aktivnosti ubrajaju se Sunčeve pege, protuberance i erupcije.

Na površini Sunca mogu da se osmotre tamna mesta nepravilnog oblika koja se nazivaju **Sunčeve pege**. To su mesta sa temperaturom nižom za 1 000 do 1 500 K od temeprature ostalih delova fotosfere i jakim magnetnim poljem. Sunčeve pege su uglavnom po nekoliko puta veće od poluprečnika Zemlje i životni ciklus im traje od nekoliko sati do nekoliko meseci. Pojavu Sunčevih pega prati javljanje **fakula**, svetlih mesta na Sunčevoj površini sa takodje jakim magnetnim poljem ali suprotnog polariteta.

Jedna od najatraktivnijih pojava na Suncu su **protuberance**. To su izlivi užarenih gasova crvenkaste boje, koji mogu da traju više nedelja. Dostižu visinu od nekoliko stotina hiljada kilometara i za vreme potpunog pomračenja Sunca mogu se videti golim okom.

Erupcije se u vidljivom delu spektra manifestuju kao iznenadni bljesak. Traju od nekoliko minuta do jedan čas. Praćene su jakim γ, x, ultraljubičastim i radiofrekventnim zračenjem i oslobađanjem naelektrisanih čestica koje imaju veliku energiju. Erupcije na Suncu su odgovorne za najznačajnije geofizičke efekte, kao što su jonosferske i magnetne bure, koje mogu da ometaju radio i satelitsku komunikaciju na Zemlji.



Slika 2.2 Magnetno polje Zemlje

Broj i jačina Sunčevih pega menjaju se ciklično u periodu od 11 godina. Erupcije i protuberance imaju isti periodičan karakter pojavljivanja i pretpostavlja se da ove pojave vezane za Sunčevu aktivnost imaju uticaj na vreme i klimu na Zemlji.

Struja jonizujućih čestica koja velikom brzinom napušta najviše slojeve Sunčeve atmosfere i odlazi u vasionski prostor naziva se **Sunčev vetar.** Ove čestice dospevaju i do Zemlje putujući brzinom od oko 500 km s^{-1}. Magnetno polje koje okružuje Zemlju (slika 2.2), štiti našu planetu od direktnog uticaja Sunčevog vetra, menjajući pravac kretanja čestica. Sunčev vetar utiče na elektromagnetno polje Zemlje, menja oblik linija geomagnetnog polja i uzrokuje niz geofizičkih pojava od kojih je jedina vidljiva aurora.

Aurora ili polarna svetlost nastaje kada čestice visokih energija dospeju sa Sunca u više slojeve atmosfere, gde se sudaraju sa atomima i molekulima različitih gasova. Pobuđeni molekuli emituju svetlost, koja se može videti u polarnim oblastima u noćima bez meseca, kao neobična svetlost različitih boja i oblika. Aurora se javlja na različitim visinama, ali gotovo nikad ispod 100 km. Može trajati od nekoliko minuta do više časova. Najčešće je bele, a često i bledozelene ili žute boje. Ako se javi na severnoj polulopti naziva se *aurora borealis,* a na južnoj *aurora australis.* Kada se približe Zemlji, jonizovane čestice počinju da se kreću duž linija sile geomagnetnog polja ka magnetnim polovima. Magnetni polovi su menjali svoj položaj i polaritet tokom geološke istorije, a danas se nalaze na oko 78° južne i severne geografske širine (slika 2.2). Pod uticajem geomagnetnog polja naelektrisane čestice se ubrzavaju, pa zbog toga dospevaju i u niže slojeve atmosfere. Zbog položaja magnetnih polova Zemlje, ova svetlosna pojava ima veću čestinu i intenzitet na većim geografskim širinama, dok se na manjim geografskim širinama veoma retko javlja. U Evropi polarna svetlost se najčešće javlja iznad severne Skandinavije i Islanda. Fotografija aurore može se videti u dodatku VI, koji se nalazi na kraju knjige.

Sunce emituje talase u širokom spektru talasnih dužina (slika 2.3), ali 88% zračenja je talasnih dužina manjih od 1,5 μm, a čak 99% je manjih od 3 μm.

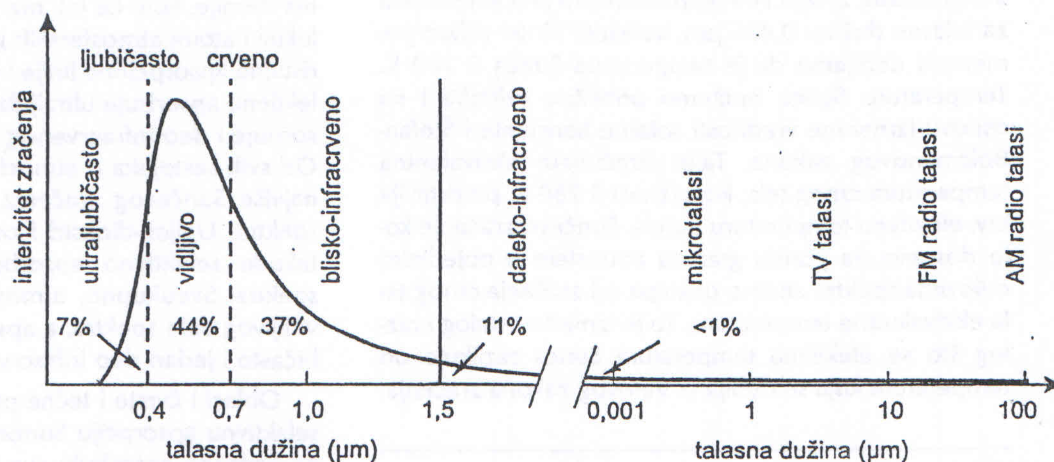
Veći deo Sunčeve energije (44%) nalazi se u opsegu talasnih dužina od 0,4 do 0,7 μm sa maksimumom za talasne dužinu 0,48 μm. Zenica ljudskog oka je osetljiva na zračenje iz ovog dela spektra, pa se zato ono naziva vidljivo zračenje ili svetlost. Ljubičasta boja ima najmanju, a crvena najveću talasnu dužinu (tabela 2.1)

Tabela 2.1 Talasne dužine različitih boja svetlosti

Boja	Talasna dužina (μm)
ljubičasta	0,40 - 0,44
plava	0,45 - 0,49
zelena	0,50 - 0,53
žuta	0,54 - 0,58
narandžasta	0,59 - 0,63
crvena	0,65 - 0,70

Ultraljubičasto zračenje je talasnih dužina između 0,2 i 0,4 μm i ono čini oko 7% ukupne energije Sunčevog zračenja. Na osnovu talasne dužine, ultraljubičasto zračenje je podeljeno na tri tipa:

Slika 2.3 Elektromagnetni spektar Sunčevog zračenja



- UV-A zračenje je talasnih dužina od 315 do 400 nm[4]; najmanje opasno od svih tipova UV zračenja; na njega ne utiče smanjenje koncentracije ozona.
- UV-B zračenje je talasnih dužina od 280 do 315 nm; uzročnik najviše oštećenja i oboljenja živog sveta; zavisi od sadržaja ozona u atmosferi, ugla pod kojim padaju Sunčevi zraci i prisustva oblaka koji delimično štite površinu Zemlje od štetnog delovanja ovog zračenja.
- UV-C zračenje je talasnih dužina od 200 do 280 nm; smrtonosno, ali bez obzira na smanjenje stratosferskog ozona u potpunosti biva apsorbovano u atmosferi od strane ozona i kiseonika.

Oko 48% Sunčevog zračenja je iz infracrvenog dela spektra, od čega 37% je talasnih dužina od 0,7 do 1,5 μm (tzv. **blisko infracrveno zračenje**) a ostatak od 11% je većih talasnih dužina (tzv. **daleko infracrveno zračenje**).

Količina Sunčeve energije koja pada pod pravim uglom na jediničnu površinu gornje granice atmosfere u jedinici vremena pri srednjem rastojanju Zemlje od Sunca naziva se solarna konstanta. Ova veličina nije konstanta u pravom smislu reči, već zavisi od aktivnosti Sunca. Prosečna vrednost solarne konstante prema novijim satelitskim merenjima iznosi oko 1 370 W/m². Količina energije koja dospeva na Zemlju u vreme "mirnog" i "aktivnog" Sunca je vrlo promenjiva u oblasti radio-talasa i u oblasti zračenja najkraćih talasnih dužina, dok su promene u opsegu od 0,3 do 10 μm male i prema postojećim merenjima iznose svega nekoliko procenata.

Zračenje Sunca približno odgovara zračenju crnog tela čija temperatura iznosi oko 6 000 K. Temperaturu Sunca možemo proceniti koristeći Štefan-Bolcmanov i Vinov zakon. Znajući da je maksimalno zračenje Sunca za talasnu dužinu 0,475 μm, koristeći Vinov zakon pomeranja dobijamo da je temperatura Sunca 6 100 K. Temperaturu Sunca možemo približno odrediti i na osnovu izmerene vrednosti solarne konstante i Štefan-Bolcmanovog zakona. Tako izračunata ekvivalentna temperatura crnog tela, koja iznosi 5 780 K, predstavlja tzv. efektivnu temperaturu Sunca. Sunčevo zračenje koje dospeva na gornju granicu atmosfere u pojedinim delovima spektra znatno odstupa od zračenja crnog tela ekvivalentne temperature. To je između ostalog i razlog što se efektivna temperatura Sunca razlikuje od temperature koja se dobija iz Vinovog zakona zračenja.

Razlike između Sunčevog zračenja i zračenja crnog tela ekvivalentne temperature naročito su velike za x i najkraće ultraljubičaste talase.

2.3 SUNČEVO ZRAČENJE PRI PROLASKU KROZ ATMOSFERU

Sunčevo zračenje prvo dospeva na gornju granicu atmosfere, a zatim prolazeći kroz atmosferu stiže do površine Zemlje. Pri prolasku kroz atmosferu jedan deo Sunčevog zračenja biva apsorbovan, jedan deo reflektovan, a najveći deo Sunčevog zračenja atmosfera propušta. U atmosferi kao optički nehomogenoj sredini dolazi i do odstupanja od pravolinijskog prostiranja svetlosti, koje se manifestuje kroz niz optičkih pojava u atmosferi.

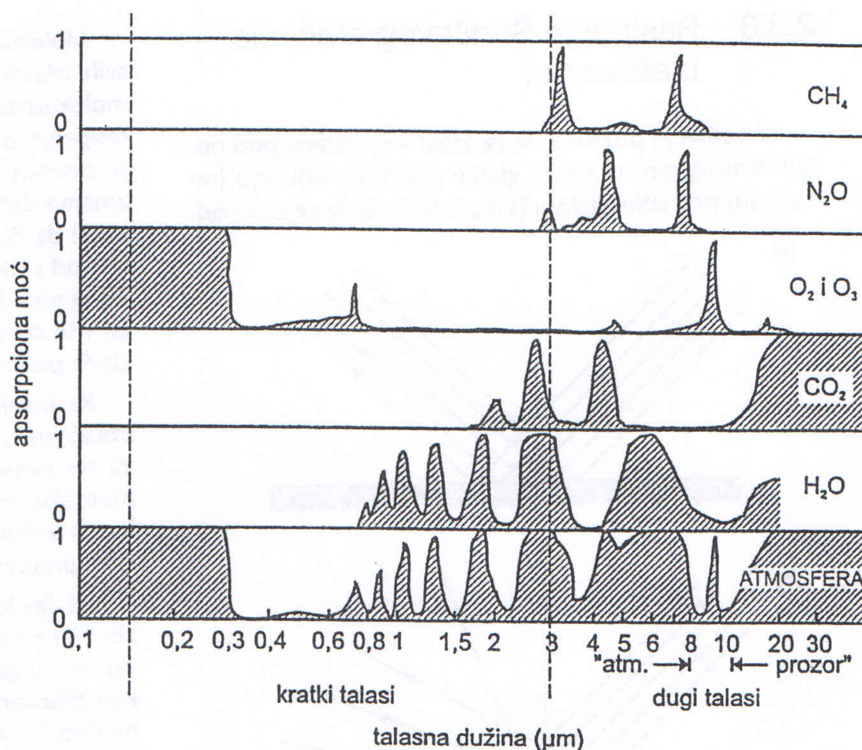
2.3.1 Apsorpcija Sunčevog zračenja u atmosferi

Pri prolasku kroz atmosferu, deo Sunčevog zračenja biva apsorbovan od strane gasova koji čine atmosferu, oblaka i različitih primesa koje se mogu naći u atmosferi. Količina Sunčeve energije koja dospe do površine Zemlje i padne na jediničnu horizontalnu površinu u jedinici vremena naziva se insolacija.

Svi sastojci atmosfere ne apsorbuju zračenje na isti način, već pojedini gasoviti sastojci upijaju samo zračenja određenih talasnih dužina. Ova pojava se naziva **selektivna apsorpcija.** Na slici 2.4 prikazana je selektivna apsorpcija različitih sastojaka atmosfere u spektru zračenja koji obuhvata i talasne dužine zračenja Zemlje, koje će biti razmatrano nešto kasnije. Molekuli i atomi atmosferskih gasova imaju svoje karakteristične apsorpcione linije i oblasti. Ozon i kiseonik selektivno apsorbuju ultraljubičasto zračenje, a ozon apsorbuje i deo infracrvenog zračenja u uskom opsegu. Od svih sastojaka u atmosferi vodena para apsorbuje najviše Sunčevog zračenja i to u infracrvenom delu spektra. Ugljen-dioksid i ostali gasovi staklene bašte takođe selektivno apsorbuju u infracrvenom delu spektra. Sveukupno, atmosfera propušta zračenje iz vidljivog dela spektra, a apsorbuje gotovo sve ultraljubičasto i jedan deo infracrvenog zračenja Sunca.

Oblaci i čvrste i tečne primese u atmosferi vrše neselektivnu apsorpciju Sunčevog zračenja, što znači da podjednako apsorbuju sve talasne dužine. Apsorpcija

[4] nanometar, 1 nm = 10^{-9} m



Slika 2.4
Apsorpcija zračenja od strane pojedinih gasova i atmosfere kao celine (Oke, 1983)

Sunčevog zračenja od strane oblaka je vrlo neujednačena. Zavisi od visine, sastava i debljine oblaka. Najviše Sunčevog zračenja apsorbuju niski debeli oblaci sastavljeni od vodenih kapljica.

2.3.2 Propustljivost atmosfere za Sunčevo zračenje

Koliko će Sunčevog zračenja biti propušteno kroz atmosferu zavisi od mehaničke i optičke zamućenosti vazduha i od optičke mase atmosfere.

Mehanička zamućenost je posledica prisustva čestica prašine, sitnih kapljica kondenzovane vodene pare i drugih primesa u atmosferi. **Optička zamućenost** nastaje u vazduhu bez primesa zbog mešanja vazdušnih masa nejednakih temperatura i gustina.

Odnos između količine Sunčeve energije koja dospe na gornju (I_0) i donju (I) granicu atmosfere naziva se **transmisioni koeficijent** ili **koeficijent prozračnosti** atmosfere:

$$K_t = \frac{I}{I_0}$$

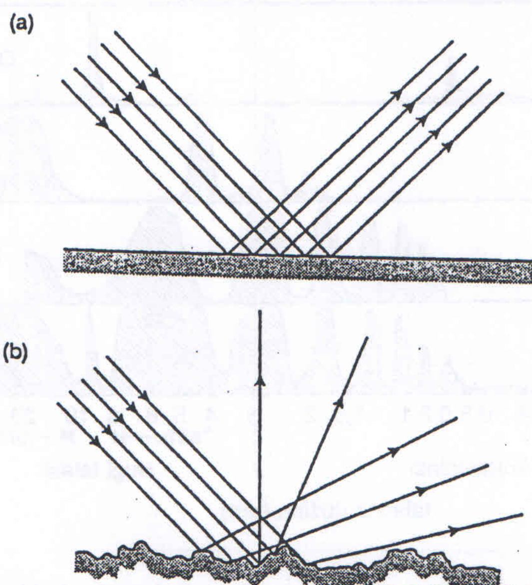
Optička masa atmosfere pokazuje koliko duži put prevaljuje zrak koji pada koso od zraka koji pada pod pravim uglom na Zemljinu površinu. Zavisi od visine Sunca iznad horizonta i nadmorske visine mesta. Optička masa atmosfere povećava se u početku sporo, a kasnije sve brže sa smanjenjem visine Sunca. Put koji pređe Sunčev zrak u trenucima kad Sunce izlazi i zalazi čak 35 puta je veći nego kada je Sunce u zenitu.

Prozračnost atmosfere menja se i u toku dana i u toku godine. U toku dana najveća je u jutarnjim časovima, nešto manja u večernjim, a najmanja u podne. Prosečne vrednosti prozračnosti atmosfere su veće u zimskim, a manje u letnjim mesecima. Prozračnost atmosfere se generalno povećava sa geografskom širinom i nadmorskom visinom mesta.

Što je veća zamućenost vazduha i optička masa atmosfere, povećava se apsorpcija i refleksija Sunčevog zračenja od strane čestica i gasovitih sastojaka atmosfere.

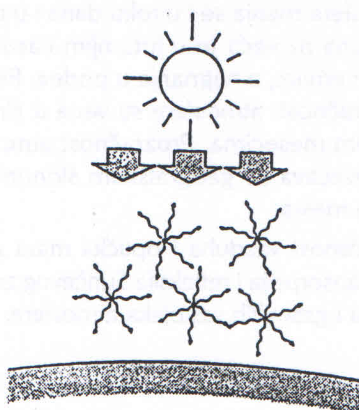
2.3.3 Rasipanje Sunčevog zračenja u atmosferi

Iz optike je poznato da se zraci koji padaju pod određenim uglom na ravnu glatku površinu, odbijaju (reflektuju) pod istim uglom (slika 2.5 a). Kada se zraci od-



Slika 2.5 Odbijanje svetlosnih zraka od ravne (a) i neravne površine (b)

bijaju sa neravne površine, tada je upadni ugao takođe jednak odbojnom, ali pošto paralelni zraci padaju pod različitim uglovima na različito orijentisane delove neravne površine, oni će se odbijeni rasuti u različitim pravcima (slika 2.5 b).



Slika 2.6 Rasipanje Sunčevih zraka u atmosferi

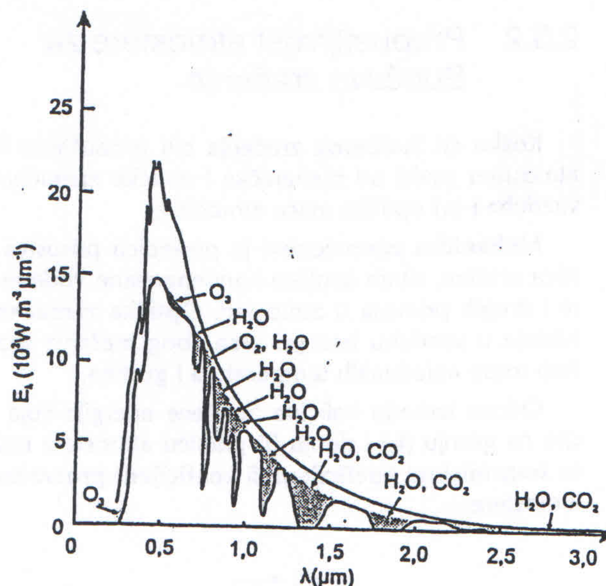
U atmosferi se Sunčevo zračenje višestruko odbija i rasipa na molekulima vazduha i različitim česticama kao na malim različito orijentisanim ogledalima (slika 2.6). Ova pojava se naziva **difuzna refleksija** ili **rasipanje**. Rasipanje zavisi od talasne dužine zračenja i veličine čestica na kojima se vrši rasipanje.

Molekuli vazduha ne rasipaju podjednako zračenje svih talasnih dužina. Rasipanje Sunčevog zračenja na molekulima vazduha se vrši po tzv. Relejovom zakonu rasipanja, po kome je intenzitet rasute svetlosti direktno srazmeran intenzitetu upadne svetlosti a obrnuto srazmeran četvrtom stepenu talasne dužine zračenja. To znači da će se npr. tamnoplava svetlost rasuti 3,5 puta više od crvene, a ljubičasta čak 16 puta više od crvene. Zbog toga što se ljubičasta, plava i zelena svetlost mnogo više rasipaju od žute, narandžaste i crvene, nebo izgleda plavo a Sunce pri zalasku narandžasto ili crveno.

Rasipanje Sunčevog zračenja na kišnim kapima, oblačnim kapljicama i kristalićima leda je približno isto za sve talasne dužine i obavljava se po zakonima geometrijske optike. Zbog toga što se svetlost skoro svih talasnih dužina koja pada na oblake podjednako rasipa u svim pravcima, oblaci izgledaju beli.

Za čestice koje su po veličini između molekula vazduha i oblačnih ili kišnih kapi važi tzv. Miov režim rasipanja. Ugaona raspodela rasutog zračenja je veoma komplikovana, pri čemu je rasipanje unapred dominantno. Na ovakav način Sunčevo zračenje se rasipa na česticama prašine, dima i smoga.

Na slici 2.7 je prikazan spektar Sunčevog zračenja na gornjoj granici atmosfere (gornja kriva) i na Zemljinoj površini (donja kriva) za prosečne atmosferske uslove i kada je Sunce u zenitu. Deo zračenja koji se izgubi pri prolasku kroz atmosferu zbog apsorpcije gasovi-



Slika 2.7 Sunčevo zračenje na gornjoj i donjoj granici atmosfere (Wallace and Hobs, 1977)

tih sastojaka obeležen je osenčenim površinama, a preostali, neosenčen deo površine između dve krive predstavlja gubitak zračenja usled rasipanja i apsorpcije zračenja od strane oblaka i aerosola.

2.3.4 Optičke pojave u atmosferi

Optičke pojave u atmosferi nastaju zbog refleksije (odbijanja), apsorpcije (upijanja), refrakcije (prelamanja), disperzije (selektivne refrakcije ili razlaganja) i difrakcije (savijanja) Sunčeve svetlosti. Pored neobične lepote, optičke pojave nam daju i informacije o stanju atmosfere kao što su: prozračnost atmosfere, promena gustine vazduha sa visinom, sastav i struktura oblaka. Osmatranjem svetlosnih pojava može se lokalno predviđati dalji razvoj atmosferskih poremećaja i procesa.

Refrakcija svetlosti je promena pravca i brzine prostiranja svetlosti pri prolasku kroz dve ili više sredina različitih gustina. Koliko će biti prelamanje zavisi od gustine sredina i upadnog ugla svetlosti. Što je manji upadni ugao Sunčevih zraka, a razlika u gustinama sredina tj. brzinama svetlosti u njima veća, to je veće savijanje svetlosnih zraka.

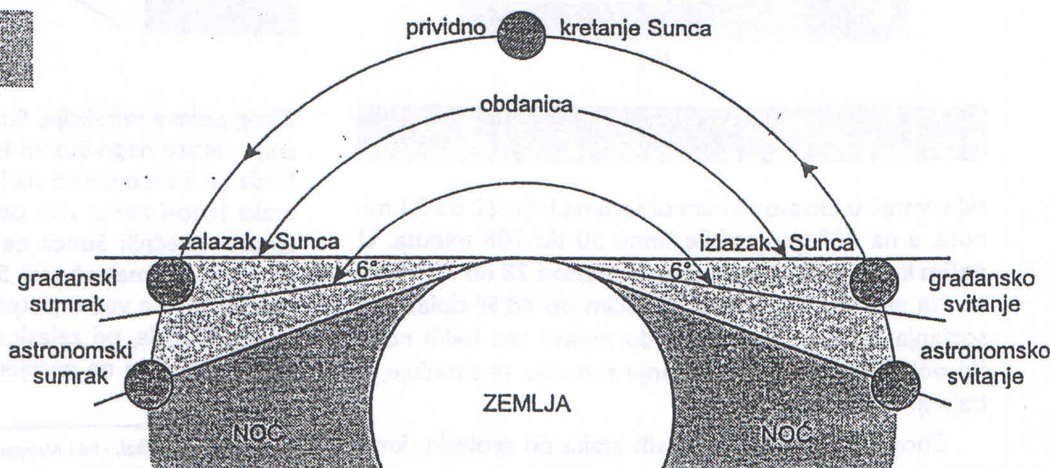
Disperzija svetlosti je pojava do koje dolazi zbog nejednakog prelamanja svetlosti različitih talasnih dužina, odnosno boja. Kada zrak bele svetlosti padne na graničnu površinu dve sredine različitih optičkih gustina dolazi do razlaganja bele svetlosti na pojedinačne boje spektra, zbog toga što indeks prelamanja svetlosti zavisi od talasne dužine zračenja. Najviše se prelama svetlost ljubičaste, a najmanje svetlost crvene boje. Pojava disperzije svetlosti jasno se može uočiti pri propuštanju svetlosti kroz staklenu trostranu prizmu. Na zaklonu postavljenom iza prizme vidi se bela svetlost razložena na boje vidljivog spektra poređane po sledećem redosledu: crvena, narandžasta, žuta, zelena, plava, ljubičasta.

Difrakcija svetlosti je pojava savijanja svetlosnih zraka odnosno odstupanja od pravolinijskog prostiranja pri nailasku na male otvore ili oštre ivice predmeta. Savijanje svetlosti zavisi od talasne dužine. U vidljivom delu spektra crvena svetlost skreće najviše, a ljubičasta najmanje, tako da se dobija obrnut raspored boja u odnosu na disperzioni spektar.

O tome zašto je nebo plavo, oblaci beli, a Sunce žuto ili pri zalasku crvene boje bilo je već reči u odeljku o difuznoj refleksiji u atmosferi. Nebo, inače providno, bez boje, izgleda plavo, jer u oko posmatrača posle bezbroj odbijanja indirektno sa svih strana stižu zraci iz dela spektra od ljubičastog do svetloplavog. Kad je Sunce nisko na horizontu, put koji pređe Sunčev zrak je mnogo duži nego u bilo koje drugo doba dana, te se gotovo sve boje kraćih talasnih dužina raspu, a do oka posmatrača direktno dolazi samo svetlost najvećih talasnih dužina. Sunce pri zalasku ima žuto-narandžastu boju kada je prozračnost vazduha velika, a crvenu, nekada čak i purpurnu, kada je atmosfera zamućena. Zbog prisustva čestica soli i vodene pare u vazduhu, na obali mora možemo često videti crvene zalaske Sunca.

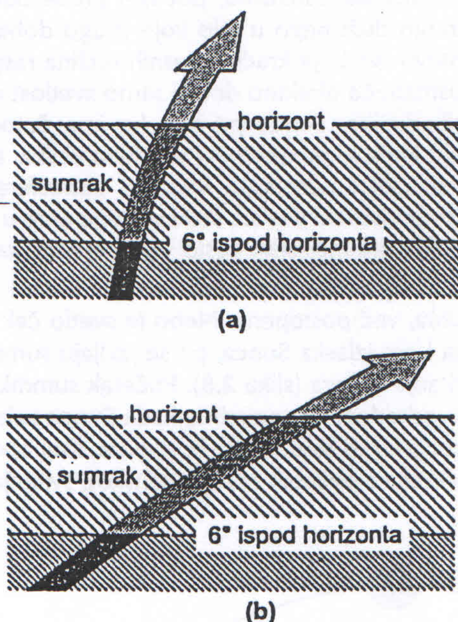
Zbog rasipanja svetlosti smena dana i noći nije trenutna, već postepena. Nebo je svetlo čak i posle zalaska i pre izlaska Sunca, pa se javljaju sumrak ili suton i svitanje ili zora (slika 2.8). Početak sumraka i kraj svitanja određeni su trenucima kada Sunce zalazi ispod, odnosno izlazi iznad linije horizonta. Kraj tzv. građanskog sumraka i početak tzv. građanskog svitanja određen je

Slika 2.8 Građanski i astronomski sumrak



trenutkom kada se Sunce nalazi 6⁰ ispod linije horizonta. Kada se Sunce spusti više od 6⁰ počinje astronomski sumrak, koji se završava kada se Sunce spusti 12⁰. Za vreme građanskog sumraka čovek sa normalnim vidom može da čita, a intenzitet difuzne svetlosti je toliki da zraci svetlosti i punog Meseca ne utiču na osvetljenost Zemljine površine. U periodu astronomskog sumraka vidljive su samo zvezde velikog sjaja. Noć zvanično počinje nakon završetka astronomskog sumraka i tek tada je moguće vršiti astronomska osmatranja zvezda slabog sjaja.

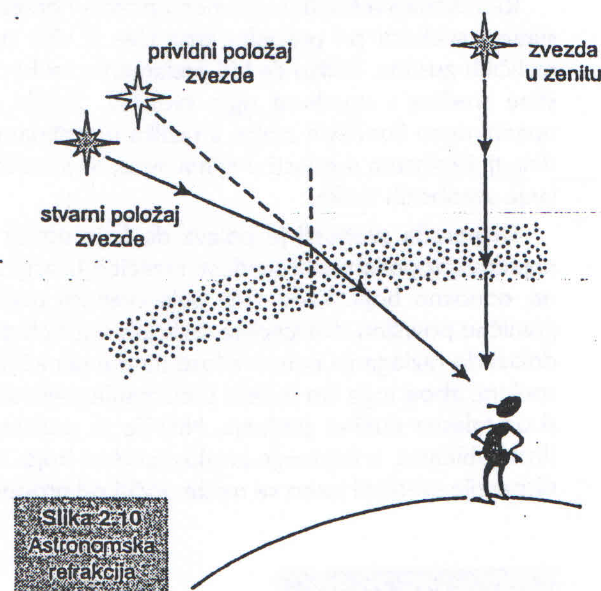
Trajanje sumraka i svitanja zavisi od doba godine, naročito na većim geografskim širinama i najduže je leti. Sumrak i svitanje u tropskim krajevima traje znatno kraće nego na većim geografskim širinama, zbog većeg ugla pod kojim Sunce izlazi i zalazi (slika 2.9). Građanski sumrak u ekvatorijalnim oblastima traje 22 do 23 minuta, a na 60⁰ geografske širine 50 do 105 minuta. U našim krajevima trajanje sumraka iznosi 28 do 39 minuta. Na geografskim širinama većim od 48,5⁰ dolazi do spajanja sumraka i svitanja, do pojave tzv. belih noći. Pri oblačnom vremenu trajanje sumraka se skraćuje, a trajanje svitanja produžava.



Slika 2.9. Trajanje sumraka u tropima (a) i visim geografskim širinama (b)

Zbog prelamanja Sunčevih zraka pri prolasku kroz slojeve atmosfere različitih gustina javljaju se astronomska i zemaljska refrakcija, kao i optičke iluzije ili fatamorgane[5]. Astronomska i zemaljska refrakcija javljaju se zbog normalne (uobičajene) promene gustine vazduha sa visinom. Ove svetlosne pojave proširuju horizont za posmatrača na Zemlji, jer zbog skretanja svetlosti objekte ne vidimo na njihovim istinskim položajima, već izmeštene. Optičke iluzije nastaju u uslovima abnormalne promene gustine vazduha u pravcu prostiranja svetlosti, kada gustina vazduha raste ili neubičajeno brzo opada sa visinom, usled naglih promena temperature.

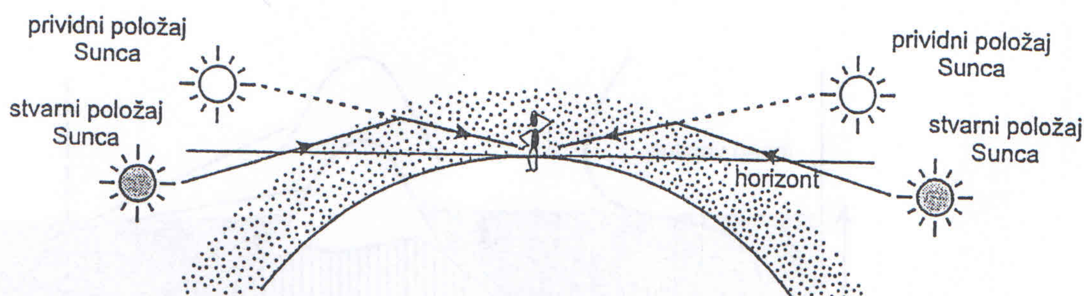
Astronomska refrakcija uzrokuje da sva nebeska tela (zvezde, Sunce, Mesec) koja se ne nalaze u zenitu, zauzimaju na nebeskom svodu prividno viši položaj od stvarnog za posmatrača na Zemlji (slika 2.10). Što je nebesko telo bliže horizontu, efekat refrakcije je izrazitiji.



Slika 2.10 Astronomska refrakcija

Zbog pojave refrakcije, Sunce i Mesec ranije izlaze i kasnije zalaze nego što se to stvarno dešava (slika 2.11). Kada se Sunce nalazi na horizontu savijanje svetlosnih zraka iznosi nešto više od pola lučnog stepena, koliko iznosi i prečnik Sunca za posmatrača na Zemlji. Tako da kada posmatrač vidi Sunce iznad same linije horizonta, ono se već u potpunosti nalazi ispod linije horizonta. Takođe, pri zalasku Sunca, Sunčev disk često izgleda spljošten na gornjem delu, zbog toga što savija-

(5) Fatamorgana (ital. - fata Morgana) - vila Morgana, čijoj čarobnoj moći su pripisivane optčke varke prema verovanju naroda na Mediteranu.



Slika 2.11 Astonomska refleksija pri izlasku i zalasku Sunca

nje zraka koji dolaze sa gornjeg i donjeg dela Sunčevog diska nije isto, jer Sunčevi zraci sa gornjeg dela diska prevaljuju duži put.

Zemaljska refrakcija je pojava prividnog uzdizanja objekata na Zemljinoj površini koji se nalaze ispod linije horizonta (npr. broda na morskoj pučini).

Pri prolasku kroz nehomogenu atmosferu dolazi do promene intenziteta svetlosnog zraka koji dolazi sa udaljenih tačkastih izora kao što su zvezde, pa se zbog toga dobija utisak da zvezde trepere. Ova pojava naziva se **sintilacija.**

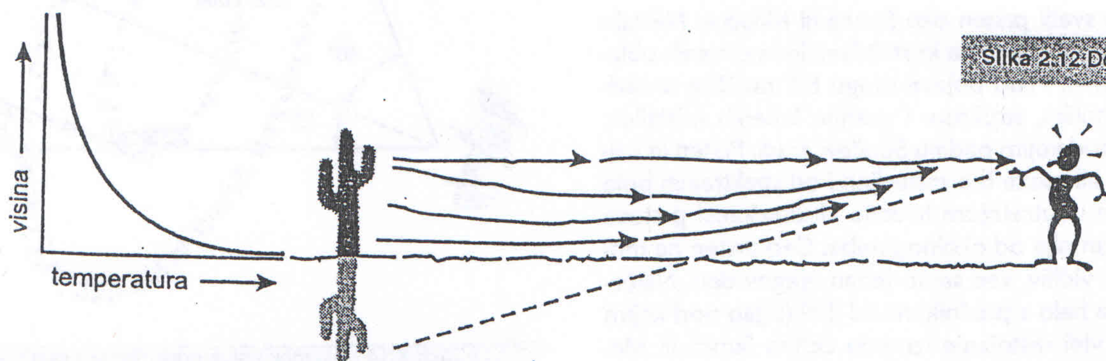
Još jedna veoma interesantna optička pojava, poznata pod nazivom **zeleni zrak**, vezana je za rasipanje i refrakciju Sunčeve svetlosti pri prolasku kroz atmosferu. Zeleni zrak se veoma retko može osmotriti i to obično iznad površine mora ili prostrane ravnice pri zalasku ili izlasku Sunca, kada je atmosfera veoma prozračna. Tada se, zbog niskog položaja Sunca, zraci najkraćih talasnih dužina u najvećoj meri rasipaju, dok zraci najdužih talasnih dužina, zbog manjeg ugla refrakcije, ne prelaze liniju horizonta, pa se dešava da Sunčeva svetlost bude smaragdnozelene boje u trenutku kada Sunce nestaje iza horizonta ili kada se pojavljuje gornja ivica Sunčevog diska. Ova pojava traje veoma kratko, svega sekund ili dva, ali u polarnim predelima može trajati znatno duže zbog spore promene visine Sunca iznad horizonta.

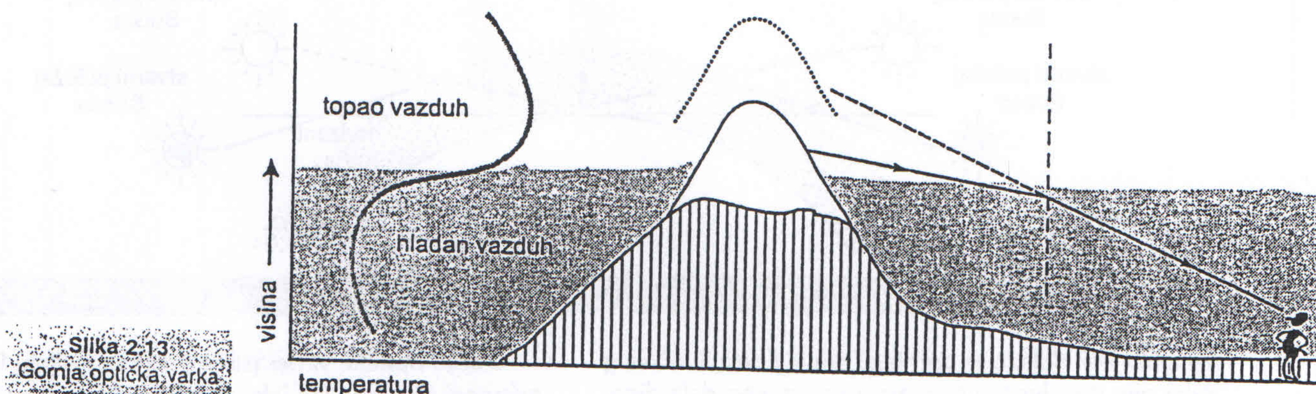
Donje optičke varke (slika 2.12) se javljaju kada je prizmeni sloj vazduha jako zagrejan. To se naročito često dešava leti u pustinjama, kada se prizemni sloj vazduha jako zagreje od peščanog ili kamenog tla, a slojevi iznad mnogo manje, zbog slabe toplotne provodljivosti vazduha. Tada su donji slojevi vazduha ređi od gornjih, pa svetlostni zrak koji dolazi od nekog udaljenog predmeta savija se na taj način da se praktično odbija od donjeg sloja vazduha kao od ravnog ogledala. Lik predmeta je izvrnut i nalazi se ispod stvarnog predmeta. Neki svetlosni zraci putuju pravolinijski kroz sloj vazduha iste gustine, tako da posmatrač koji se nalazi dovoljno daleko od objekta vidi i predmet i njegov izvrnut lik, koji kao da se ogleda u vodi. Podloga od koje se svetlost odbija dobija plavu boju, zbog izvrnutnog lika nebeskog svoda koji se na nju projektuje, što upotpunjava sliku o lažnoj vodenoj površini.

Zbog odbijanja plavih zraka nebeskog svoda u sloju ređeg vazduha pri zagrejanom tlu, asfaltna površina tokom vrelih letnjih dana izgleda mokra. Vozač u daljini vidi lokve na putu, koje kada im se približi nestaju. Ista optička iluzija javlja se i u pustinjama, kada putnici u daljini vide vodene površine, koje se pretvaraju u pustinjski pesak kada im se približe.

Gornje optičke varke se javljaju u ekstremno hladnim oblastima, gde je vazduh uz ledenu ili snežnu po-

Slika 2.12 Donja optička varka





Slika 2.13 Gornja optička varka

vršinu mnogo hladniji od vazduha iznad (slika 2.13). U tom slučaju Sunčevi zraci se savijaju ka normali tako da je lik predmeta uzdignut u odnosu na njegov stvarni položaj. Pojava gornjih optičkih varki je najčešća u polarnim oblastima, a na manjim geografskim širinama se javljaju kada dođe do advekcije toplog vazduha iznad tla prekrivenog snežnim pokrivačem ili iznad hladne morske površine.

Kada je termička stratifikacija vazduha složena, može se videti i po nekoliko lažnih likova objekata.

Bočne optičke varke se javljaju kada se gustina vazduha menja u horizontalnom pravcu, usled mešanja toplog i hladnog vazduha zbog advekcije ili usled različitog zagrevanja vazduha iznad različitih vrsta podloge.

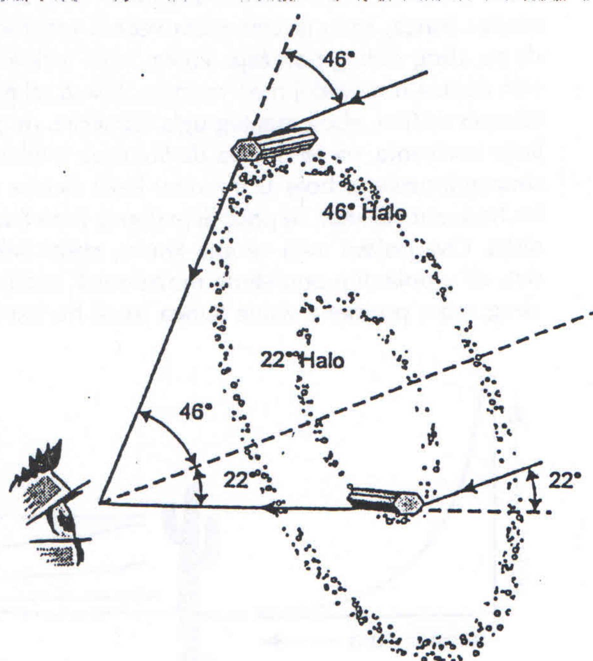
Fotometeori su svetlosne pojave koje se javljaju pri nailasku Sunčeve ili Mesečeve svetlosti na kapljice vode, ledene kristaliće ili litometeore u atmosferi.

HALO, LAŽNA SUNCA I SVETLOSNI STUBOVI

Halo i lažna Sunca nastaju zbog prelamanja svetlosti, a svetlosni stubovi zbog odbijanja svetlosti na kristalićima leda.

Halo je svetli prsten oko Sunca ili Meseca. Nastaje prelamanjem svetlosti na kristalićima leda cirusnih oblaka (slika 2.14). Halo pojave mogu biti različite u zavisnosti od oblika, strukture i gustine ledenih kristalića, kao i ugla pod kojim padaju Sunčevi zraci. Prsten je najčešće beo, ali može biti sastavljen i od spektralnih boja sa crvenom unutrašnjom ivicom. Unutrašnjost prstena je obično tamnija od okolnog neba. Ceo prsten ne mora uvek biti vidljiv, već samo jedan njegov deo. Najčešće se javlja halo s prečnikom od 22⁰ (ugao pod kojim posmtarač vidi rastojanje između centra Sunca ili Meseca i prstena). Halo sa prečnikom 46⁰ javlja se ređe i slabijeg je sjaja. Ponekad mogu se javiti tangencijalni lukovi, koji dodiruju (tangiraju) prsten najčešće u najvišoj ili najnižoj tački, dok je ispupčena strana okrenuta ka Suncu ili Mesecu.

Lažna Sunca nastaju zbog prelamanja i disperzije Sunčevih zraka na kristalićima leda, kada se Sunce nalazi blizu horizonta i u istoj horizontalnoj ravni sa posmatračem i ledenim kristalićima. Tada posmatrač može videti dve svetle mrlje, koje se javljaju sa jedne i sa druge strane Sunca, sa bojama od crvene na strani ka Suncu do plave na strani od Sunca.



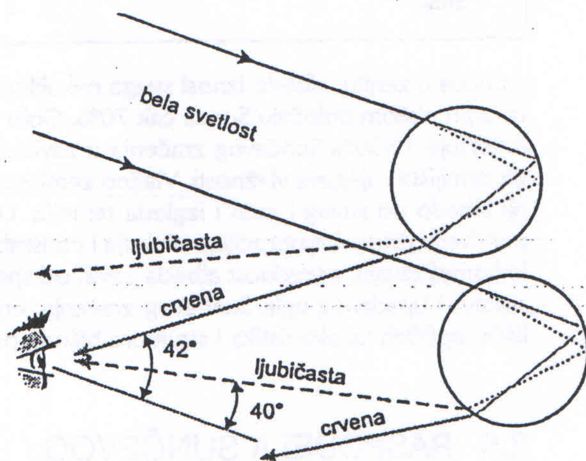
Slika 2.14 Nastanak haloa prelamanjem svetlosti na kristalićima leda

Svetlosni stubovi predstavljaju snopove svetlosti koji se prostiru od Sunca ili Meseca naviše ili naniže. Javljaju se najčešće pri zalasku i izlasku Sunca zbog refleksije svetlosti na kristalićima leda koji sporo padaju.

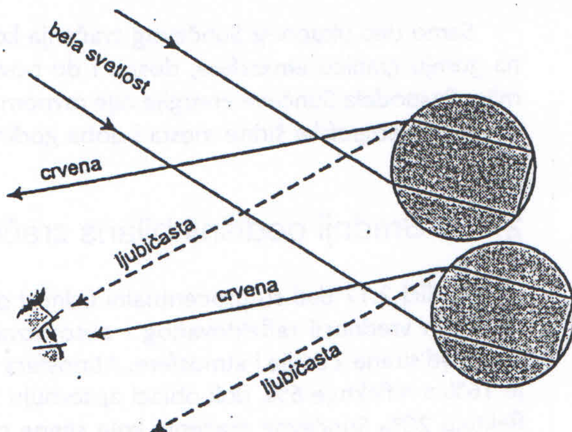
Halo pojave se javljaju mnogo češće od duge. U Evropi se mogu osmotriti prosečno oko dva puta nedeljno. Najčešće se javlja halo s prečnikom od 22°, potom lažna Sunca, pa zatim gornji tangecionalni lukovi.

DUGA

Duga je svetlosni luk koji nastaje zbog refrakcije, refleksije i disperzije svetlosti, mnogo češće Sunčeve nego Mesečeve, na kapljicama vode (slika 2.15). Da bi videO dugu, posmatrač se mora nalaziti između Sunca i oblaka iz kojeg pada kiša. Spoljašnji luk duge je crvene boje, koja je najizraženija od svih duginih boja. Ostale spektralne boje su slabije izražene, naročito plava i ljubičasta, koje se najčešće i ne vide. Duga obično ima jasno vidljive samo tri boje: crvenu, žutu i zelenu. Često se pored glavne javlja i sporedna duga sa obrnutim rasporedom slabije izraženih boja. **Sporedna duga** se javlja usled dvostrukog odbijanja svetlosti u kapljicama vode (slika 2.16).



Slika 2.15 Nastanak duge prelamanjem i odbijanjem svetlosti na kapljicama vode



Slika 2.16 Nastanak sporedne duge prelamanjem i dvostrukim odbijanjem svetlosti na kapljicama vode

Duga se može videti i na kapljicama vode oko vodopada, fontana, rasprskivača. Bela duga sa jedva vidljivim bojama na spoljašnjoj i unutrašnjoj ivici nastaje disperzijom i odbijanjem svetlosti na kapljicama magle koje su veoma malog poluprečnika.

KORONA, BIŠOPOV PRSTEN, IRIZACIJA I GLORIJA

Uzrok ovih svetlosnih pojava je difrakcija svetlosti.

Korona ili venac je svetli oreol oko Sunčevog ili Mesečevog diska, koji nastaje usled difrakcije svetlosti na vodenim kapljicama ili kristalićima leda u oblacima. Kada su dimenzije oblačnih kapljica i kristalića leda približno jednake i bliske talasnoj dužini svetlosti, tada oblak predstavlja prirodnu difrakcionu rešetku, gde kapljice vode predstavljaju otvore a kristalići leda pukotine. Unutrašnjost venca je obično beličaste, plavičaste ili žućkaste boje, a ponekad mogu biti vidljive i spektralne boje, od plave unutrašnje do tamnocrvene spoljašnje ivice. Veličina i izraženost venca zavise od dimenzija vodenih kapljica i ledenih kristalića. Ponekad se može javiti i više venaca, s tim da su boje onih spoljašnjih slabije izražene. Venac oko Meseca je češće vidljiv nego venac oko Sunca, zbog jačine Sunčeve svetlosti koja zaslepljuje posmatrača.

Bišopov prsten je prsten ružičaste ili tamnocrvene boje, koji se javlja zbog difrakcije svetlosti pri prolasku kroz oblake sastavljene od sićušnih čestica vulkanskog pepela.

Irizacija je svetlosna pojava koja se javlja kada je nebeski svod prekriven oblacima kroz koje se vidi Sunce. Delovi oblaka obojeni su pastelnim bojama, najčešće zelenom ili ružičastom sa postepenim prelazima. Nastaje zbog difrakcije Sunčeve svetlosti pri prolasku kroz oblake koji su sastavljeni od kapljica i kristalića leda različitih dimenzija.

Glorija predstavlja jedan ili više koncentričnih obojenih prstenova koji se javljaju oko senke posmatrača iil nekih drugih objekata (aviona, zgrada, itd). Glorija se mnogo češće javlja danju, pri Sunčevoj svetlosti, nego

noću, pri svetlosti Meseca. Unutrašnja ivica je ljubičaste, a spoljašnja crvene boje. Javlja se zbog difrakcije odbijenih Sunčevih zraka od gornjeg sloja oblaka i magle koji se uglavnom sastoje od vodenih kapljica. Da bi se ova svetlosna pojava mogla osmotriti, posmatrač treba da se nalazi iznad sloja magle ili oblaka i između ovog sloja i izvora svetlosti, pa se zbog toga najčešće može videti na planinskim vrhovima ili iz aviona. Kada je senka posmtrača groteskno izdužena, ova pojava se naziva Brokenska utvara, zbog njene relativno česte pojave na planinskom vrhu Broken u Nemačkoj.

Pojava slična gloriji može se javiti oko izdužene posmatračeve senke na travi prekrivenoj rosom, kada je posmatrač okrenut leđima jutarnjem Suncu. Svetli oreol oko glave senke posmatrača poznat je pod nazivom **"heiligenschein"**.

Fotografije goreopisanih fotometeora mogu se videti u dadatku VI na kraju knjige.

2.4 APSORPCIJA I REFLEKSIJA SUNČEVOG ZRAČENJA NA POVRŠINI ZEMLJE

Sunčevo zračenje koje dospe na Zemljinu površinu biva apsorbovano ili reflektovano od strane različitih vrsta podloge: vode, kopna ili večitog snega i leda.

Na apsorptivnu moć kopna utiču: boja i hrapavost zemljišta, sadržaj vlage, biljni i snežni pokrivač i dr. Tamna i hrapava zemljišta apsorbuju više od svetlih i manje hrapavih, dok sneg, naročito svež i rastresit, apsorbuje vrlo malo Sunčeve energije. Kao i apsorptivnost i refleksivnost Zemljine površine zavisi od fizičkih svojstava i stanja tla. Refleksivnost neke površine obično se izražava preko albeda.

Albedo je količnik između reflektovane energije sa neke površine i ukupne energije koja padne na tu površinu, izražen u procentima. Vrednost albeda varira od pet do preko devedeset procenata u zavisnosti od vrste i stanja podloge (tabela 2.2).

Najveći albedo ima sneg, posebno svež i rastresit. Sneg koji je tek pao može da ima albedo čak 95%. Stari sneg, koji je vlažniji i prljaviji, ima znato manju refleksivnu moć, tako da vrednost njegovog albeda može iznositi svega 25%. Albedo vodenih površina je u proseku manji od kopnenih. Albedo vodenih površina veoma varira u zavisnosti od visine Sunca iznad horizonta i ustalasanosti vodene površine. Kada je voda mirna, bez talasa

Tabela 2.2 Albedo različitih površina

Površina	Albedo (%)
sneg (suv i čist)	75 - 95
sneg (mokar i/ili prljav)	25 - 75
voda (visina Sunca veća od 250)	< 10
voda (visina Sunca manja od 250)	10 - 70
led	30 - 40
tamno zemljište	10 - 15
svetlo zemljište	20 - 30
pesak	25 - 40
trava	15 - 25
poljoprivredne kulture	15 - 25
voćnjaci	15 - 20
listopadna šuma	15 - 20
četinarska šuma	5 - 20
asfalt	5 - 10

a Sunce u zenitu, albedo iznosi svega nekoliko procenata, a pri niskom položaju Sunca čak 70%. Golo zemljište reflektuje 10-30% Sunčevog zračenja u zavisnosti od tipa zemljišta i njegove vlažnosti. Vlažno zemljište ima manji albedo od suvog i zato i izgleda tamnije. U biljnom pokrivaču procesi apsorpcije, refleksije i transmisije su vrlo komplikovani, a vrednost albeda zavisi od spektralnog sastava i upadanog ugla Sunčevog zračenja, orijentacije lišća, optičkih karakteristika i strukture biljnog pokrivača.

2.5 RASPODELA SUNČEVOG ZRAČENJA U SISTEMU ZEMLJA-ATMOSFERA

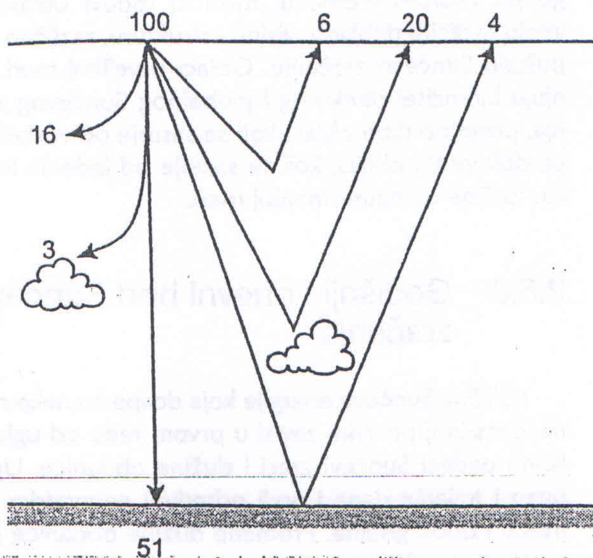
Samo deo ukupnog Sunčevog zračenja koje stigne na gornju granicu atmosfere, dospe i do površine Zemlje. Raspodela Sunčeve energije nije ravnomerna, već zavisi od geografske širine mesta i doba godine

2.5.1 Srednji godišnji bilans zračenja

Na slici 2.17 dati su procentualni odnosi prosečnih godišnjih vrednosti reflektovanog i absorbovanog zračenja od strane Zemlje i atmosfere. Atmosfera apsorbuje 16% a reflektuje 6%, dok oblaci apsorbuju 3%, a reflektuju 20% Sunčevog zračenja koje stigne na gornju

granicu atmosfere. Dakle, do površine Zemlje dospe ukupno 55%, od čega površina Zemlje apsorbuje 51% a reflektuje 4%.

Albedo Zemlje kao planete predstavlja onaj deo energije dospele na gornju granicu atmosfere koji se vraća u međuplanetarni prostor. Njegova srednja godišnja vrednost je 30% (slika 2.17). Na godišnjem nivou difuznom refleksijom se na česticama vazduha raspe oko 12% zračenja, od čega polovina odlazi u međuplanetarni prostor, što znači da albedo atmosfere iznosi 6%.



Slika 2.17 Bilans zračenja u sistemu Zemlja-atmosfera (prema podacima Wallace and Hobs, 1977)

2.5.2 Direktno, difuzno i globalno Sunčevo zračenje

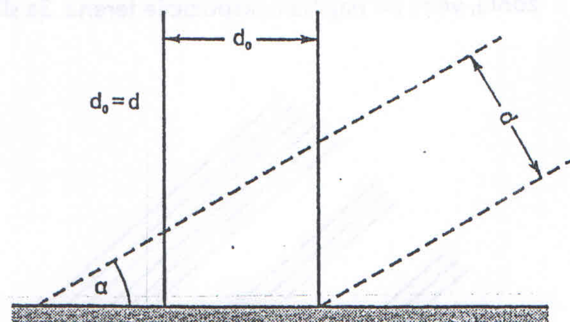
Od ukupnog Sunčevog zračenja koje dospe do površine Zemlje, oko 40% čini direktno, a oko 60% difuzno zračenje. Zbir direktnog i difuznog Sunčevog zračenja naziva se **globalno Sunčevo zračenje.**

Instrumentima za merenje zračenja određuju se brojne vrednosti intenziteta direktnog, difuznog i globalnog Sunčevog zračenja, kao i njihov spektralni sastav. Difuzno ili nebesko zračenje ima drugačiji spektralni sastav od direktnog zračenja. U spektru difuznog zračenja ima više talasa manjih talasnih dužina, zbog većeg rasipanja kraćih talasa.

Intenzitet globalnog Sunčevog zračenja nekog mesta, kao i intenziteti difuznog i direktnog zračenja zavise od:

- upadnog ugla zračenja,
- nadmorske visine,
- količine vodene pare u vazduhu,
- oblačnosti,
- prozračnosti vazduha.

Sunčevi zraci koji padaju koso obasjavaju veću površinu od zraka koji padaju pod pravim uglom (slika 2.18), pa je zbog toga intenzitet zračenja manji jer se ista količina energije raspoređuje na veću površinu. Koristeći osnovna trigonometrijska pravila, lako se dolazi do Lambertovog zakona koji opisuje promenu intenziteta zračenja sa promenom upadnog ugla:



Slika 2.18 Zavisnost intenziteta od upadnog ugla zračenja

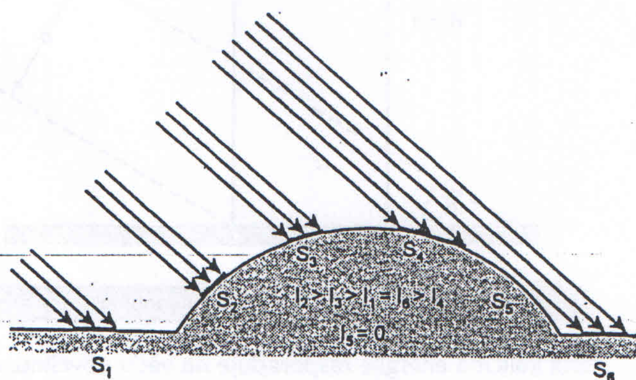
$$I = I_0 \sin \alpha$$

gde je: I - količina energije koja pada na jediničnu horizontalnu površinu;
I_0 - količina energije koja prolazi kroz normalni presek jedinične površine;
α - upadni ugao zračenja.

Upadni ugao, kao i intenzitet globalnog, direktnog i difuznog zračenja koje dospeva na horizontalnu površinu, raste sa porastom visine Sunca iznad horizonta. Intenzitet difuznog zračenja sporije raste od intenziteta direktnog Sunčevog zračenja, jer se sa porastom visine Sunca smanjuje dužina puta Sunčevih zraka kroz atmosferu, a time i rasipanje zračenja. Porastom visine Sunca procentualno se smanjuje udeo difuznog u ukupnom, globalnom zračenju, iako se njegova apsolutna vrednost povećava.

Promenom upadnog ugla menja se i spektralni sastav zračenja. Smanjenjem visine Sunca vrši se i preraspodela energije kako direktnog i globalnog, tako i difuznog zračenja ka većim talasnim dužinama. Pri malim visinama Sunca veći deo ukupnog Sunčevog zračenja koje dospeva na površinu Zemlje je iz infracrvenog dela spektra, a sa porastom visine Sunca povećava se udeo vidljivog i ultraljubičastog zračenja. Što se tiče vidljivog dela spektra, sa smanjenjem visine Sunca povećava se udeo crvene, a opada udeo plave i ljubičaste svetlosti, dok se količina žute svetlosti veoma malo menja sa promenom visine Sunca.

Kod nagnutih površina ugao pod kojim padaju Sunčevi zraci ne zavisi samo od visine Sunca iznad horizonta, već i od nagiba i ekspozicije terena. Sa slike 2.19



Slika 2.19 Uticaj ekspozicije terena na intenzitet Sunčevog zračenja

može se videti da različito orijentisane površine primaju i različite količine Sunčeve energije. Iako Sunce nije u zenitu, na površinu S_1 zraci padaju pod pravim uglom, pa je i intenzitet zračenja tu najveći. Prisojne strane, tj. strane okrenute ka Suncu, primaju više Sunčeve energije od osojnih strana, okrenutnih suprotno od Sunca. Tako pri istom položaju Sunca na površinu S_5, koja ima isti nagib kao i površina S_1, direktno Sunčevo zračenje uopšte ne dospeva.

Sa porastom nadmorske visine mesta raste globalno i direktno Sunčevo zračenje, dok intenzitet difuznog zračenja opada, jer Sunčevi zraci prelaze manji put kroz atmosferu. Osim toga npr. na planinskim vrhovima vazduh je mnogo prozračniji i sadrži manje primesa nego u dolinama, pa je i zbog toga smanjena apsorpcija i rasipanje Sunčevog zračenja.

Povećana oblačnost i prisustvo veće količine vodene pare i primesa u atmosferi umanjuju intenzitet globalnog i direktnog zračenja zbog povećane apsorpcije i difuzne refleksije zračenja. Sa druge strane, rasipanje zračenja na česticama i oblacima povećava intenzitet difuznog zračenja.

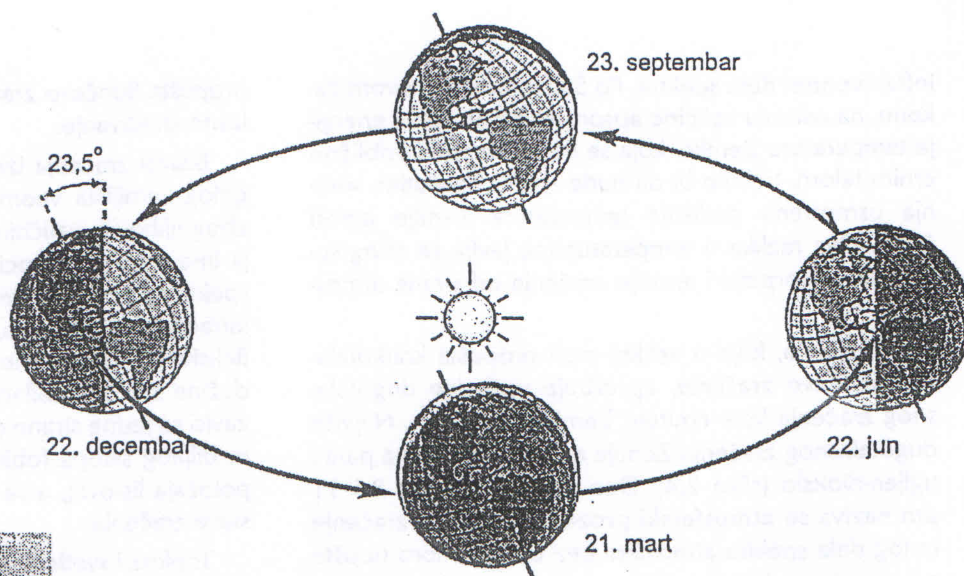
Intenzitet difuznog zračenja atmosfere pri oblačnom vremenu može biti i za tri do četiri puta veći nego pri vedrom vremenu. Različiti rodovi oblaka koji imaju različitu debljinu, visinu i strukturu, različito i propuštaju Sunčevo zračenje. Oblaci u velikoj meri umanjuju intenzitet direktnog i globalnog Sunčevog zračenja, posebno niski oblaci koji se sastoje od vodenih kapi, dok visoki oblaci, koji se sastoje od ledenih kristalića, to čine u znatno manjoj meri.

2.5.3 Godišnji i dnevni hod Sunčevog zračenja

Količina Sunčeve energije koja dospe na neko mesto na Zemljinoj površini zavisi u prvom redu od ugla pod kojim padaju Sunčevi zraci i dužine obdanice. Upadni ugao i trajanje dana i noći određuju geografska širina mesta i doba godine. Promene dužine obdanice i ugla pod kojim padaju Sunčevi zraci na površinu Zemlje u toku godine i menjanje ovih veličina sa geografskom širinom, direktna su posledice činjenice da naša planeta kruži oko Sunca po eliptičnoj putanji, a istovremeno se i okreće oko svoje ose, koja ima otklon od $23{,}5^0$ od normale na ravan putanje (slika 2.20). Zbog nagnutosti Zemljine ose, na pojedinim geografskim širinama smenjuju se godišnja doba, javljaju polarne noći, itd.

Ako izuzmemo uticaj oblačnosti i prozračnosti atmosfere iznad posmatranog mesta, najveća insolacija u toku godine je leti, a tokom dana u podne na svim geografskim širinama. Na slici 2.21 je prikazano kako posmatrač na Zemlji u umerenim širinama severne hemisfere vidi promenu visine Sunca tokom godine i u toku dana.

Na severnoj polulopti, Sunčevi zraci u toku godine padaju pod najvećim uglom na površinu tla 22. juna i tada je dužina dana najveća u svim tačkama severne hemisfere (slika 2.22). Sunčevi zraci padaju pod pravim uglom iznad severnog povratnika (geografska širina $23{,}5^0$). Što severnije od ekvatora idemo dani su sve duži, a počev od stožernika (geografska širina $66{,}5^0$) dan traje 24 časa. Na južnoj hemisferi je tada zima -



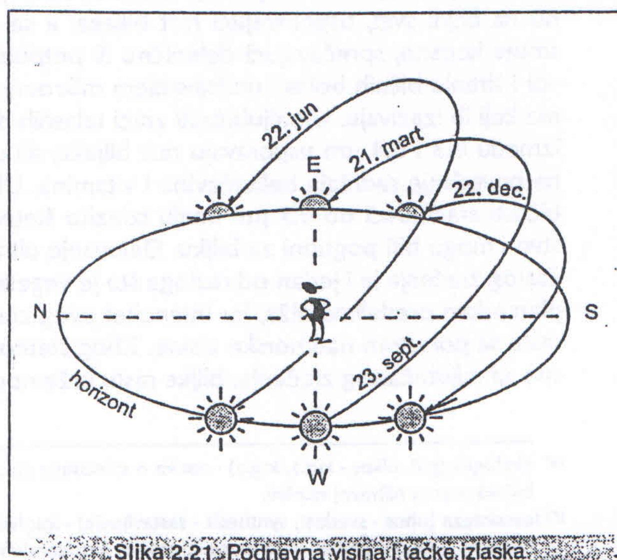
Slika 2.20 Kretanje Zemlje oko Sunca i oko svoje ose

Sunčevi zraci padaju pod manjim uglom na površinu Zemlje, a dan traje kraće nego na severnoj polulopti (slika 2.22).

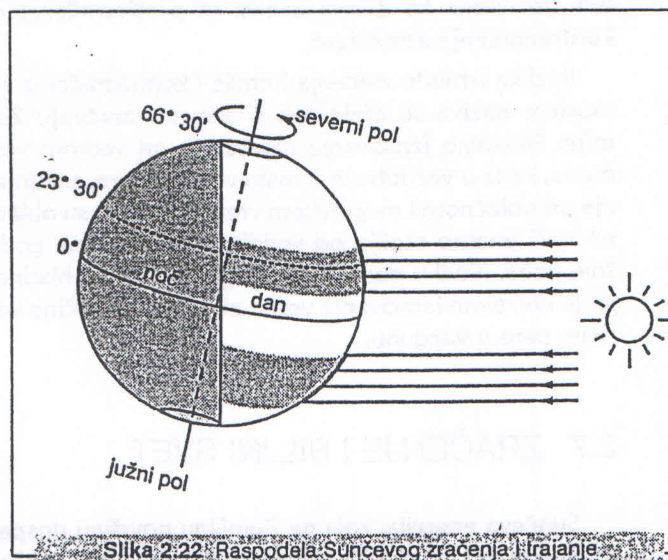
Stvarno trajanje Sunčevog sjaja ili osunčavanje predstavlja dužinu vremenskog perioda u kome je Sunce sijalo iznad nekog mesta i određuje se instrumentalnim merenjima. Relativno trajanje Sunčevog sjaja izražava se u procentima i predstavlja količnik stvarnog i potencijalnog trajanja Sunčevog sjaja. Potencijalno trajanje Sunčevog sjaja zavisi samo od geografske širine mesta i datuma, tj. uzajamnog položaja Zemlje i Sunca. Stvarno trajanje Sunčevog sjaja jednako je potencijalnom samo u slučaju kada je nebo bez oblaka i kada je ekspozicija terena takva da se posmatrano mesto ne nalazi u senci npr. planine ili nekog objekta.

2.6 ZRAČENJE ZEMLJE I ATMOSFERE

Zemlja kao i svako drugo telo zrači i to zračenje se naziva **Zemljino izračivanje, Zemljina radijacija** ili **terestrijsko zračenje.** Zračenje Zemlje, mnogo hladnijeg tela od Sunca, znatno jevećih talasnih dužina od Sunčevog zračenja, sa maksimumom energije oko 10 μm u



Slika 2.21 Podnevna visina i tačke izlaska i zalaska Sunca u toku godine



Slika 2.22 Raspodela Sunčevog zračenja i trajanje dana i noći 22. juna

infracrvenom delu spektra. Po Štefan-Bolcmanovom zakonu, na osnovu količine apsorbovane Sunčeve energije temperatura Zemlje, koja se može smatrati približno crnim telom, trebalo bi da bude -18°C. Međutim, srednja osmotrena godišnja temperatura Zemlje iznosi 15°C. Ova razlika u temperaturama javlja se zbog selektivne apsorpcije i emisije zračenja od strane atmosfere.

Atmosfera, koja u velikoj meri propušta kratkotalasno Sunčevo zračenje, apsorbuje veći deo dugotalasnog zračenja koje emituje Zemljina površina. Najviše dugotalasnog zračenja Zemlje apsorbuju vodena para i ugljen-dioksid (slika 2.4). Deo spektra između 8 i 11 µm naziva se **atmosferski prozor**, jer talasno zračenje iz tog dela spektra atmosfera bez oblaka skoro uopšte ne apsorbuje, izuzev uskog ospega talasnih dužina između 9,6 i 9,8 µm koje apsorbuje ozon. Kroz atmosferski prozor prolazi najveći deo dugotalasnog Zemljinog zračenja koje odlazi u vasionski prostor.

Pored toga što apsorbuju, vodena para, ugljen-dioksid i ostali gasovi "staklene bašte" i emituju zračenje i to u dugotalasnom delu spektra. Atmosfera na svim visinama apsorbuje i emituje naviše i naniže dugotalasno zračenje srazmerno sadržaju prisutnih absorbenata i u zavisnosti od temperature i emisivnosti sloja. Zbog najveće koncentracije vodene pare i ugljen-dioksida, najviše dugotalasnog zračenja se apsorbuje i emituje u prizemnim slojevima atmosfere. Sveukupno atmosfera veći deo infracrvenog zračenja emituje ka Zemljinoj površini, a manji deo u vasionu. Dugotalasno zračenje atmosfere usmereno ka Zemlji naziva se **protivzračenje** ili **kontrazračenje atmosfere.**

Razlika između zračenja Zemlje i kontrazračenja atmosfere naziva se **efektivno** ili **stvarno zračenje Zemlje.** Efektivno izračivanje najveće je pri vedrom vremenu, kada u vazduhu ima malo vodene pare, a najmanje pri oblačnom i maglovitom vremenu. Zato su oblačne noći znatno toplije od vedrih, bez obzira na godišnje doba. Noći u pustinjama mogu biti veoma hladne, jer je efektivno izračivanje veliko zbog male količine vodene pare u vazduhu.

2.7 ZRAČENJE I BILJNI SVET

Sunčeva energija, koja na Zemljinu površinu dospeva direktnim i difuznim zračenjem, od velikog je značaja za biljni svet. Biljni pokrivač apsorbuje, reflektuje i propušta Sunčevo zračenje, a sa njega se vrši i dugotalasno izračivanje.

Bilansi zračenja iznad tla pokrivenog vegetacijom i golog zemljišta veoma se razlikuju, između ostalog i zbog njihovih različitih optičkih karakteristika. Vegetacija ima veliku apsorpcionu moć u oblasti vidljivog dela spektra, a umereno refleksivna svojstva u oblasti blisko infracrvenog zračenja, dok se kod golog zemljišta refleksivnost postepeno povećava sa porastom talasne dužine zračenja. Bilans zračenja unutar biljnog sklopa zavisi sa jedne strane od vrste biljke, gustine i arhitekture biljnog sklopa (oblika krune, boje, veličine, oblika i položaja listova), a sa druge strane od spektralnog sastava zračenja.

Toplota i svetlost su neophodne za odvijanje fizioloških i biohemijskih procesa u biljci. Svetlost je važan ekološki[6] faktor koji utiče na osnovni fiziološki proces u biljci - proces fotosinteze[7]. Sunčevo zračenje ima veliki uticaj i na druge procese u biljkama, na njihov rast i razviće, kao i njihove morfološke i anatomske osobine. Dejstvo Sunčevog zračenja na biljni svet zavisi od njegovogspektralnog sastava, intenziteta i trajanja.

2.7.1 Uticaj spektralnog sastava Sunčevog zračenja na biljni svet

Spektar Sunčevog zračenja se može podeliti na tri dela: ultraljubičasti, vidljivi i infracrveni.

Ultraljubičasto zračenje sa jedne strane deluje štetno na biljni svet, usporavajući rast biljaka, a sa druge strane korisno, sprečavajući delimično ili potpuno razvoj i širenje biljnih bolesti uništavanjem mikroorganizama koji ih izazivaju. Ultraljubičasti zraci talasnih dužina između 0,3 i 0,4 µm usporavaju rast biljaka, ali utiču i na povećanje sadržaja belančevina i vitamina. Ultraljubičasti zraci kraći od 0,3 µm imaju izrazito štetno dejstvo i mogu biti pogubni za biljku. Delovanje ultraljubičastog zračenja je i jedan od razloga što je vegetacija u planinskim predelima niža, jer intenzitet ovog zračenja raste sa porastom nadmorske visine. Zbog štetnog dejstva ultraljubičastog zračenja, biljke rastu brže noću ne-

(6) ekologija (grč. oikos - kuća, logia) - nauka o odnosima životinja i biljaka prema njihovoj okolini.

(7) fotosinteza (phos - svetlost, synthesis - sastavljanje) - fotohemijski, oksidoredukcioni proces u kome se iz prostih neorganskih jedinjenja (ugljen-dioksida i vode) pod dejstvom svetlosti stvaraju složena organska jedinjenja (ugljeni hidrati).

go danju, iako tome doprinose i drugi faktori kao što su uticaj temperature na proces disanja, različito snabdevanje biljke vodom u toku dana i noći, itd.

Vidljivo zračenje ili **svetlost** ima najveći značaj u procesu fotosinteze. Biljke u procesu fotosinteze koriste samo Sunčevo zračenje talasnih dužina između 0,38 i 0,76 μm, koje se zato i naziva fotosintetski aktivna radijacija (FAR).

Već je rečeno da biljke imaju različita refleksivna, odnosno apsorptivna svojstva za zračenja iz vidljivog i infracrvenog dela spektra. Svetlost je biljkama neophodna za proces fotosinteze, pa je i apsorpciona moć biljaka za vidljivo zračenje velika, a većom refleksijom dužih, toplotnih zraka, biljka pokušava da izbegne pregrejavanje. Lišće zelenih biljaka apsorbuje oko 80 do 90% svetlosti, reflektuje 5 do 12%, a propusti 5 do 8% energije u vidljivom, odnosno fotosintetski aktivnom delu spektra.

Apsorpcija Sunčevog zračenja nije ista za sve talasne dužine, odnosno boje vidljivog dela spektra Sunčevog zračenja. Apsorpcija svetlosti odvija se u hloroplastima u čijem sastavu se nalaze pigmenti. Kvalitet svetlosti, tj. njen spektralni sastav utiče na strukturu hloroplasta i stvaranje pigmenata. Zeleni pigmenti, hlorofili imaju najveću ulogu u apsorpciji Sunčevog zračenja. Postoje četiri vrste hlorofila: hlorofil a, b, c, i d. Najzastupljeniji u hloroplastima zelenih biljka je hlorofil a, a zatim hlorofil b. Apsorpcioni spektar hlorofila ima dva maksimuma: jedan u plavom i drugi u crvenom delu spektra. Maksimumi apsorpcije hlorofila a i hlorofila b se ne poklapaju. Hlorofil a ima maksimum apsorpcije u oblasti nešto većih talasnih dužina u crvenom, a nešto manjih talasnih dužina u plavom delu spektra od hlorofila b. Odnos apsorbovane crvene i plave svetlosti iznosi 1 : 1,3 kod hlorofila a i 1 : 3 kod hlorofila b. Najveći deo zelene svetlosti biva reflektovan od strane hlorofila i zbog toga lišće ima zelenu boju.

Spektralni sastav svetlosti zavisi od ugla pod kojim padaju Sunčevi zraci, od oblačnosti i od prozračnosti atmosfere. Biljke u toku dana koriste svetlost različitog spektralnog sastava, koja utiče kako na intenzitet fotosinteze tako i na njene produkte. Najveći stepen fiksacije i ugradnje ugljen-dioksida u proizvode fotosinteze je pri crvenoj, zatim plavoj, pa žutoj i na kraju zelenoj svetlosti. Dakle, fotosintetski je najaktivnija svetlost crvene, a zatim plave boje. Pri svetlosti crvene boje intenzivnija je sinteza ugljenih hidrata, a pri svetlosti plave boje sinteza belančevina.

Infracrveno zračenje ima uglavnom toplotno dejstvo na biljni svet. Toplotna energija koju biljke dobijaju dugotalasnim zračenjem Sunca, kao i izračivanjem sa Zemljine površine veoma je značajna za rast i razviće biljaka tokom celog vegetacionog perioda. Deo infracrvenog Sunčevog zračenja, oko 25%, biva apsorbovan od strane uglavnom vode u tkivima lista, dok pigmenti slabo apsorbuju infracrvene zrake. Površina lišća reflektuje oko 45%, a ostatak od oko 30% infracrvenog zračenja biva propušteno kroz biljnu sastojinu.

Zašto lišće žuti u jesen?

Lišće listopadnog drveća zadržava zelenu boju sve dok biljka sadrži dovoljno hlorofila. Ulaskom u jesen, dani se skraćuju, noći postaju hladnije, smanjuje se aktvnost biljke, a time i sadržaj hlorofila u lišću. Smanjivanjem sadržaja hlorofila nestaje i zelena boja lista. Tada počinju da dolaze do izražaja i drugi pigmenti, kao što su npr. karotini sa maksimumom apsorpcije u delu spektra od 450 do 500 μm. Ovi pigmenti daju žutu i narandžastu boju i stalno su prisutni u listovima, ali do početka jeseni su maskirani zelenom bojom hlorofila. Sa padom temepratu-re stvaraju se i novi pigmenti, kao što su npr. antocijani koji boje lišće crvenim i purpurnim tonovima. Kombinacija ovih pigmenata može dati lišću prelepe boje. Najpovoljniji meteorološki uslovi za pojavu raskošnog jesenjeg kolorita su tokom vedrih i toplih jesenjih dana sa relativno niskim noćnim temperaturama vazduha, koje treba da budu ispod 7ºC, ali ne i ispod nultog podeoka.

2.7.2 Uticaj intenziteta Sunčevog zračenja na biljni svet

Nedostatak svetlosti, tj. mali intenzitet Sunčevog zračenja, nepovoljno utiče na biljni svet. Intenzitet svetlosti utiče na proces fotosinteze, na prinos i kvalitet plodova (sadržaj šećera u voću, količinu ulja u semenkama suncokreta, sadržaj skroba u krompiru), kao i na rast i opšte stanje biljke. Zbog nedostatka svetlosti, biljka zaostaje u napredovanju, stabljika raste na račun lišća, korenov sistem se slabije razvija, a zbog nedostatka hlorofila, čije obrazovanje, vrsta i količina zavise od intenziteta svetlosti, lišće ima bledožutu boju. Sunčevo zračenje deluje povoljno na rast biljka do određene granice, iznad koje njegovo dejstvo može biti inhibitorno.

Uticaj svetlosti na proces fotosinteze je veoma kompleksan i ogleda se u delovanju svetlosti na razviće i osobine fotosintetskog aparata i u uticaju svetlosti na intenzitet[8], efikasnost[9] i produktivnost[10] procesa fotosinteze.

U početnoj fazi razvića hloroplasta potreban je relativno mali intenzitet svetlosti, dok je za kasnije faze razvića potrebna svetlost većeg inteniziteta. Sadržaj pigmenata je veći kod biljaka koje su manje osvetljene, ali sa druge strane dostizanje maksimalnog sadržaja pigmenata u fazi zelenjenja biljke je mnogo brže pri većem intenzitetu svetlosti.

Proces fotosinteze započinje pri veoma malim vrednostima intenziteta Sunčevog zračenja. Intenzitet fotosinteze raste sa povećanjem intenziteta svetlosti, dostiže maksimum između 9 i 12 časova, a zatim blago opada. Između 16 i 17 časova intenzitet fotosinteze se ponovo pojačava, a onda opada sve do nule, kada prestaje priliv svetlosti. Intenzitet fotosinteze raste sa povećanjem koncentracije ugljen-dioksida do određene vrednosti koja se kreće u intervalu od 0,1 do 0,3%. Međutim, pozitivan uticaj povećane koncentracije ugljen-dioksida je uslovljen i dovoljno velikim intenzitetom svetlosti.

Kompenzaciona tačka svetlosti predstavlja vrednost intenziteta Sunčevog zračenja pri kojoj biljka asimilira onoliko ugljen-dioksida u procesu fotosinteze koliko i oslobodi u procesu disimilacije[11] za isti vremenski period. Ta vrednost nije ista za sve biljke. Kod **heliofita**[12], biljaka koje traže više svetlosti, ona je veća nego kod **skiofita**[13], biljaka koje zahtevaju manje svetlosti za normalan rast i razvoj. Ako je intenzitet svetlosti veći od kompenzacione tačke, tada je proces fotosinteze intenzivniji od procesa disimilacije. Međutim, isuviše veliki intenzitet Sunčevog zračenja ima štetno dejstvo, jer je praćen i povećanim zagrevanjem biljke.

Podela biljaka na heliofite i skiofite, izvršena je prema različitim potrebama biljaka za Sunčevim zračenjem, ali ove dve grupe se razlikuju i po otpornosti na niske i visoke vrednosti temperature. Na mraz i visoke temperature otpornije su biljke iz grupe heliofita. Heliofite ne trpe zasenjivanje i karakteristične su za pustinjske i planinske predele, stepe, i tundre. Drveće koje pripada toj grupi biljaka odlikuje se i ređom krunom (npr. bor, breza). Drveće sa gušćom krunom, (npr. jela, bukva) spada u skiofite. Ove biljke ne trpe jako osvetljenje, a dobro podnose zasenjivanje različitog stepena. Karakteristične su za šumske terene. Granice između ove dve grupe biljaka nisu oštre, postoje biljke koje nisu izraziti predstavnici ni heliofita ni skiofita, kakve su npr. mnoge korovske biljke. Ove biljke opstaju i u uslovima slabije izloženosti Sunčevim zracima i pri intenzivnom osvetljavanju.

Intenzitet svetlosti utiče i na morfološku i anatomsku građu listova i njihov raspored. Lišće skiofita je tanko, nežno, najčešće bez dlačica, sa ili gotovo bez kutikule[14], sa manjim brojem stoma[15] po jedinici površine, obično većih razmera od lišća heliofita koje ima suprotne karakteristike. U hloroplastima bijlaka koji su se razvijali pri nižem intenzitetu svetlosti sadržaj hlorofila je veći, a i sami hloroplasti su krupniji. Ove i druge anatomske razlike karakteristične za ove dve grupe biljaka, mogu se pojaviti i između listova na istoj biljci koji su različito zasenjeni (listovi svetlosti i listovi senke). Spoljašnji izgled i unutrašnja građa lista ne zavise samo od intenziteta svetlosti kojoj je izložen list nakon izlaska iz pupoljka, već i od ranije osvetljenosti samog pupoljka. Eksperimentom je pokazano da su se listovi iz pupoljaka izdanaka osvetljenog dela krune razvijali u listove svetlosti, bez obzira da li su u periodu pre otvaranja pupoljaka do pojave listova bili u tami ili na svetlosti. I obrnuto, listovi senke su nastajali iz pupoljaka izdanaka iz zasenjenog dela krune, nezavisno od kasnijih uslova osvetljavanja.

---

[8] intenzitet (brzina) fotosinteze - količina usvojenog ugljen-dioksida po jedinici lisne površine u jedinici vremena.
[9] efikasnost fotosinteze - odnos akumulirane i apsorbovane energije.
[10] produktivnost fotosinteze - količina stvorene organske materije po jedinici lisne površine za odredjeno vreme (obično jedan dan).
[11] disimilacija ili disanje - oksidoredukcioni proces u kome se složena organska jedinjenja (ugljeni hidrati, masti i belančevine) razlažu na prosta jedinjenja (ugljen-dioksid i vodu), pri čemu se oslobadja energija poreklom sa Sunca, a vezana u procesu fotosinteze.
[12] helio (grč. helios) - predmetak u složenicama sa značenjem: Sunce, Sunčev.
fito (grč. phyton) - predmetak u složenicama sa značenjem: biljka, biljni.
heliofite - biljke svetlosti.
[13] skiofite (grč. skia - senka, phyton) - biljke senke.
[14] kutikula (lat. cuticula) - kožasta opna na biljkama.
[15] stoma (grč. stoma - usta, ušće) - otvor na lišću biljaka kroz koji se vrši razmena gasova.

2.7.3 Uticaj trajanja Sunčevog zračenja na biljni svet

Na ukupnu količinu raspoloživog Sunčevog zračenja pored intenziteta utiče i dužina trajanja osvetljavanja koja, kao što je već rečeno, u prvom redu zavisi od geografske širine i doba godine. Treba naglasiti da pored trajanja direktnog Sunčevog sjaja, značajnu ulogu igra i trajanje sumraka i svitanja, kada do biljaka stiže samo difuzno zračenje.

Fotoperiodizam predstavlja reakciju biljaka na različito trajanje osvetljenosti tokom dana. Mnoge biljke su sposobne da reaguju na razliku u dužini dana od samo nekoliko minuta, što znači da postoje vrlo osetljivi mehanizmi u biljci koji su u stanju da mere vreme sa velikom tačnošću. Brojne životne aktivnosti biljaka vezane su za trajanje dnevnog osvetljenja. Tako seme nekih biljka klija samo na svetlosti, a nekih isključivo u tami. Kod nekih biljaka klijanje se odvija uspešnije na svetlosti, dok kod nekih seme klija nezavisno od prisustva svetlosti. Neke biljke počinju da cvetaju kada je dan kraći od noći, a neke obrnuto. Na osnovu fotoperiodske reakcije, biljke se mogu podeliti na: biljke dugog dana, biljke kratkog dana i neutralne biljke.

Biljke dugog dana cvetaju samo ako je trajanje osvetljenosti veće od 12 do 14 časova tokom dana. Ove biljke vode poreklo sa većih geografskih širina, gde se kraći dani tokom godine podudaraju sa periodima kada se javljaju niske temperature koje mogu da oštete reproduktivne organe biljke pri prelasku iz vegetativne u generativnu fazu razvića. U grupu biljaka dugog dana spadaju: pšenica, ovas, ječam, raž, grašak, sočivo i lan.

Biljke kratkog dana cvetaju samo ako je trajanje osvetljenosti man je od 12 do 14 časova. One potiču iz tropskih ili suptropskih krajeva, gde dugi dani odgovaraju periodima nepogodnim za cvetanje, jer se tada javljaju intezivne padavine ili pak nedostatak padavina. Kod nekih biljka kratkog dana zapaženo je da je odlučujući faktor dužina noći, a ne dana, tako da zametanje cvetova nastaje samo kada je period tame duži od neke kritične vrednosti, bez obzira na dužinu dana. U grupu biljka kratkog dana spadaju: kukuruz, pasulj, soja, suncokret, pamuk i konoplja.

Neutralne biljke cvetaju nezavisno od dužine trajanja Sunčevog sjaja, pa su one izložene većem riziku od oštećenja pri nepovoljnim meteorološkim uslovima.

Pojedine biljke imaju sposobnost da menjaju položaj da bi poboljšale osvetljenost pojedinih organa i ta osobina se naziva **fototropizam**[16]. Suncokret, pamuk, lucerka i još neke biljke tokom celog dana okreću svoju cvast u pravcu Sunca. Postoje i biljke koje menjaju položaj lišća u toku dana, regulišući na taj način ugao pod kojim padaju Sunčevi zraci. Reakcija na svetlosni stimulans može biti i negativna - okretanje ili rast određenih organa suprotno od pravca prostiranja Sunčevih zraka.

Na intenzitet fotosintetski aktivnog zračenja i trajanje osvetljenosti može se uticati različitim agrotehničkim merama kao što su: gustina setve ili sadnje, proređivanje useva i grana voćaka, orijentisanje redova i sl. Radi dobijanja većih prinosa, veoma je značajno odrediti optimalan broj i raspored biljaka, kako bi se sprečilo zasenjivanje i obezbedilo maksimalno iskorišćavanje Sunčeve energije. Takođe, selekcionari pokušavaju kod gajenih biljaka da obezbede i povoljan raspored i orijentaciju listova na biljci. Idealan raspored listova je onaj kod kojeg najniži listovi zauzimaju horizontalan položaj, a viši sve vertikalniji, jer se na taj način postiže najmanje moguće zasenjivanje.

Na intenzitet zračenja i trajanje osvetljavanja može se uticati i veštački, upotrebom specijalnih lampi u staklenicima i plastenicima, tzv. fitolampi, koje mogu imati različitu spektralnu distribuciju. Produžavanjem osvetljenosti može se ubrzavati sazrevanje biljaka dugog dana, a zamračivanjem, tj. skraćivanjem dana, usporiti njihovo sazrevanje, a ubrzati porast zelene mase. Prekidanjem noći može se inhibirati cvetanje biljaka kratkog dana, a stimulisati cvetanje biljaka dugog dana.

---

(16) fototropizam (grč. phos - svetlost, tropos - okret)

3 ZAGREVANJE ZEMLJINE POVRŠINE I ATMOSFERE

Površina Zemlje zagreva se apsorpcijom kratkotalasnog Sunčevog zračenja i dugotalasnog zračenja atmosfere. Zagrevanje Zemljine površine nije ravnomerno ni u prostoru ni u vremenu i zavisi od geografske širine, nadmorske visine, godišnjeg doba, doba dana, vrste podloge i stanja atmosfere. Površina Zemlje najviše apsorbovane energije izgubi isparavanjem vode i izračivanjem. Atmosfera se pri prolasku Sunčevih zraka vrlo malo zagreva. Glavni izvor zagrevanja vazduha je površina Zemlje.

3.1 OSNOVNI POJMOVI O TEMPERATURI I TOPLOTI

Veoma je važno praviti jasnu razliku između pojma toplote i pojma temperature. Temperatura je kvalitativna veličina koja opisuje stepen zagrejanosti nekog tela i ne zavisi od njegove mase, dok je toplota kvantitativna veličina i zavisi od mase tela. Radi lakšeg razumevanja ovih veličina prvo će biti izloženi osnovni pojmovi o energiji.

Energija je kvantitativna mera različitih oblika kretanja materije. Kako postoje različite forme kretanja u prirodi, tako postoje i različite vrste energije: mehanička, hemijska, električna i dr. Najjednostavniji oblik kretanja materije je mehanički. Mehaničkim kretanjem se naziva promena položaja posmatranog tela u odnosu na koordinatni sistem vezan za neko referentno telo. Telo poseduje mehaničku energiju ili usled kretanja ili usled položaja u polju neke potencijalne sile. Tako sva tela podignuta na neku visinu imaju gravitacionu potencijalnu energiju, a sva tela koja se kreću kinetičku energiju.

Pored makroskopske kinetičke i potencijalne energije, svako telo poseduje i **unutrašnju energiju** koja predstavlja zbir kinetičke i potencijalne energije molekula i atoma. Do povećanja unutrašnje kinetičke energije dolazi usled bržeg molekularnog kretanja, dok je promena potencijalne energije molekula prouzrokovana promenama njihovih relativnih položaja.

Temperatura predstavlja meru unutrašnje kinetičke energije i određena je prosečnom brzinom molekula, dok je **toplota** mera predate unutrašnje energije koja se prenosi sa jednog tela na drugo kada postoji razlika u njihovim temperaturama. Jedinica za toplotu i rad u SI sistemu je kao i za energiju džul (1 J = 1 Nm = 1 kg m^2s^{-2}). Međutim, toplota i rad ne predstavljaju različite vidove energije, već kvantitativne mere predate energije pri nekom fizičkom procesu i izražavaju dva načina tog predavanja: mikrofizički i makrofizički.

Toplota dovedena nekom telu se troši na povećanje unutrašnje energije i vršenje rada (prvi princip termodinamike). Promena unutrašnje energije može da prouzrokuje promenu unutrašnje kinetičke energije tj. temperature tela ili promenu unutrašnje potencijalne energije tj. promenu unutrašnje strukture. Promena unutrašnje strukture supstance manifestuje se promenom faze (agregatnog stanja). Toplota koja se oslobađa ili troši pri faznim prelazima naziva se latentna[1] toplota, a dovedena ili oduzeta toplota koja uzrokuje promenu temperature tela naziva se osetna toplota.

I atmosfera ima unutrašnju energiju, koja predstavlja zbir kinetičke i potencijalne energije svih njenih molekula. Unutrašnja energija vazduha može da se promeni usled dovođenja ili odvođenja toplote, ili pri promeni njegove zapremine vršenjem rada pod dejstvom sile pritiska. U atmosferi se toplota prenosi kondukcijom, konvekcijom i zračenjem.

Zračenje je, kao što je već rečeno u prethodnom poglavlju, prenos energije elektromagnetnim talasima.

Kondukcija (provođenje) je prenos toplote molekularnim putem. To je efikasan način transporta toplote u

[1] latentan (lat. latere) - skriven

čvrstim telima, manje efikasan u tečnostima, a najmanje efikasan u gasovima. U atmosferi kondukcijom se od podloge zagreva samo prvih nekoliko centimetara vazduha.

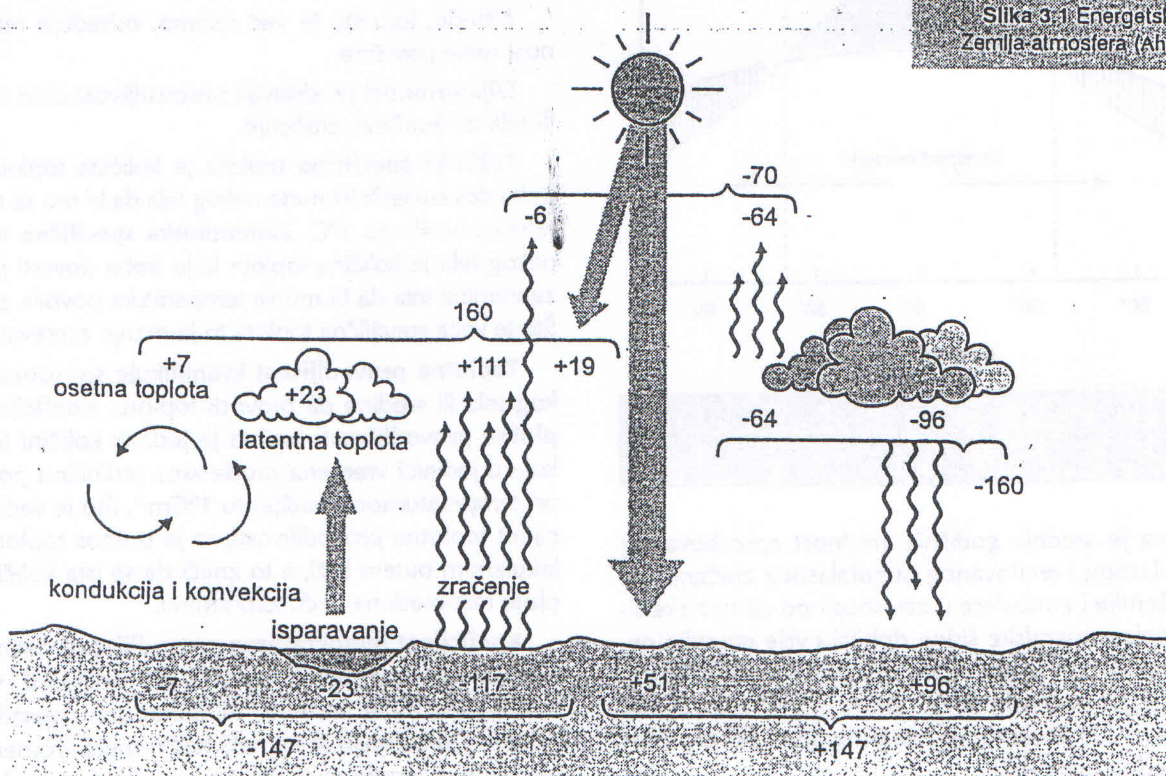
Konvekcija je prenos toplote premeštanjem delova fluida[2]. U meteorologiji se pod konvekcijom obično podrazumeva kretanje vazduha u vertikalnom pravcu, dok se horizontalno kretanje vazduha naziva advekcija. Vertikalna konvektivna strujanja mogu nastati iz termičkih i mehaničkih razloga. Zagrevanje podloge i vazduha iznad dovodi do uzdizanja vazduha pod dejstvom sile potiska i pojave termičke ili tzv. "slobodne konvekcije". Hrapavost podloge, uzdizanje vazduha uz orografske prepreke ili toplog vazduha uz klin hladnog vazduha i sl., uzrok su pojave mehaničke ili tzv. "prisilne konvekcije". Konvekcijom se u atmosferi transportuje i osetna i latentna toplota. Osetna toplota se predaje mešanjem toplijeg vazduha, koji se uzdiže, sa hladnijim vazduhom na visini, a latentna toplota se oslobađa u procesu kondenzacije vodene pare.

[2] fluid (lat. fluidum - tečnost) - u fizici tečnost ili gas.

3.2 ENERGETSKI BILANS SISTEMA ZEMLJA-ATMOSFERA

Bez obzira što se srednje temperature različitih mesta na Zemljinoj površini menjaju iz godine u godinu, srednja godišnja temperatura koja se odnosi na celu Zemlju vrlo malo varira. To znači da Zemlja i atmosfera odaju u vasionski prostor isto onoliko energije koliko i primaju sa Sunca. Ista vrsta energetske ravnoteže postoji i između atmosfere i Zemljine površine.

Komponente energetskog bilansa sistema Zemlja-atmosfera date su na slici 3.1. Brojne vrednosti različitih komponenata toplotnog bilansa dobijene su na osnovu rezultata prizemnih merenja i satelitskih osmatranja i mogu se razlikovati za nekoliko procenata od autora do autora. Ako se uzme da sa Sunca stigne 100 jedinica energije na gornju granicu atmosfere, tada atmosfera, oblaci i Zemlja reflektuju 30 jedinica, 19 jedinica apsorbuju atmosfera i oblaci, dok površina Zemlje apsorbuje 51 jedinicu. Ali to nije sva energija koja dospe na Zemljinu površinu. Zbog zračenja atmosfere još 96 jedinica stigne na Zemljinu površinu, što čini ukupno 147 jedinica. Apsorbovana energija se raspodeli na sledeći



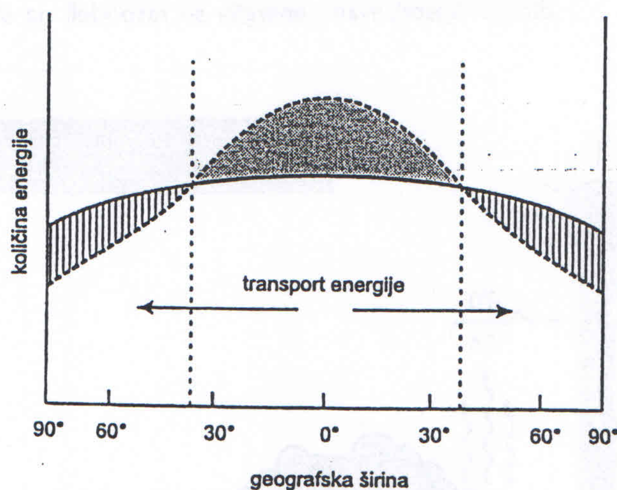
Slika 3.1 Energetski bilans Zemlja-atmosfera (Ahrens 1991)

način. Zemljina površina preda atmosferi 23 jedinice energije u obliku latentne toplote, 7 jedinica u obliku osetne toplote, a 117 jedinica dugotalasnim zračenjem. To zajedno čini 147 jedinica, upravo onoliko koliko Zemlja i dobije apsorpcijom zračenja Sunca i atmosfere.

Od 117 jedinica koje Zemljina površina izrači, samo 6 prolazi kroz atmosferu i odlazi u vasionski prostor, dok ostatak apsorbuje atmosfera. Atmosfera dobija ukupno 160 jedinica energije - 19 sa Sunca i 141 jedinicu sa Zemlje (111 dugotalasnim zračenjem, a 30 transportom latentne i osetne toplote). Svu energiju koju dobije, atmosfera i potroši dugotalasnim zračenjem (96 jedinica na dole i 64 na gore).

Sistem Zemlja-atmosfera dakle, preda svih 70 jedinica energije koju dobije od Sunca nazad u svemirski prostor dugotalasnim zračenjem (6 jedinica dolazi sa Zemlje, a 64 od atmosfere).

Ovakav balans energije važi za Zemlju kao celinu. Zbog nagnutosti Zemljine ose priliv i gubitak energije nisu jednaki na svim geografskim širinama. Na slici 3.2



Slika 3.2 Geografska raspodela godišnje sume kratkotalasnog (isprekidana linija) i dugotalasnog zračenja (puna linija)

prikazana je srednja godišnja vrednost apsorbovanog kratkotalasnog i emitovanog dugotalasnog zračenja od strane Zemlje i atmosfere u zavisnosti od geografske širine. Manje geografske širine dobijaju više energije nego što gube, dok je na većim geografskim širinima gubitak energije veći od priliva. Jedino u umerenim širinama, na oko 37^{0} severne i južne geografske širine postoji energetska ravnoteža.

Na osnovu ovakve raspodele energije na Zemljinoj kugli moglo bi da se zaključi da će vremenom polarni regioni biti sve hladniji i hladniji, a tropi sve topliji i topliji. Međutim, to se očigledno ne dešava, zbog toga što vetar i okeanske struje transportuju topao vazduh i vodu prema polovima, a hladan vazduh i vodu od polova ka ekvatoru. Dve trećine transporta toplote obavlja se vazdušnim strujanjima - jednu trećinu čini transport osetne, a jednu trećinu transport latentne toplote. Vazdušnim strujanjima transportuje se topao vazduh ka polovima, ali i vodena para, čijom se kondenzacijom u višim geografskim širinama oslobađa latentna toplota utrošena u procesu isparavanja vode u tropima. Preostala trećina transporta toplote od ekvatora ka polu obavlja se morskim strujama.

3.3 TOPLOTNE KARAKTERISTIKE ZEMLJINE POVRŠINE I ATMOSFERE

Najvažnija svojstva koja određuju način zagrevanja i hlađenja neke sredine su: albedo, dijatermnost, specifična toplota, toplotna i temperaturna provodljivost.

Albedo, kao što je već rečeno, određuje refleksivnost neke površine.

Dijatermnost predstavlja propustljivost date sredine ili tela za Sunčevo zračenje.

Težinska specifična toplota je količina toplote koju treba dovesti jedinici mase nekog tela da bi mu se temperatura povisila za 1^{0}C. **Zapreminska specifična toplota** nekog tela je količina toplote koju treba dovesti jedinici zapremine tela da bi mu se temperatura povisila za 1^{0}C. Što je veća specifična toplota to je manje zagrevanje.

Toplotna provodljivost kvantifikuje sposobnost nekog tela ili sredine da provodi toplotu. **Koeficijent toplotne provodljivosti** brojno je jednak količini toplote koja u jedinici vremena prođe kroz jediničnu površinu pri temperaturnom gradijentu 1^{0}Cm^{-1}. Što je veći koeficijent toplotne provodljivosti, to je prenos toplote molekularnim putem brži, a to znači da se ista količina toplote rasporedi na veću zapreminu.

Koeficijent temperaturne provodljivosti definiše se kao količnik koeficijenta toplotne provodljivosti i zapreminske specifične toplote. Temperaturna provodljivost (toplotna difuznost) je na neki način mera vremena kojom se temperaturne promene prenose kroz neku sre-

dinu. U sredinama koje odlikuje velika temperaturna provodljivost, promene temperature se brzo prenose do dubljih slojeva.

Zemljina površina nije uniformna već se sastoji od kopna, vode i leda. Njeno zagrevanje i hlađenje, kao i razmena toplote između površine Zemlje i atmosfere veoma zavise od vrste podloge i njenih trenutnih svojstava. U tabeli 3.1 date su toplotne karakteristike različitih tipova zemljišta, vode i vazduha.

Kopno i voda se značajno razlikuju po svojim toplotnim karakteristikama:

- voda je dijatermna za razliku od zemljišta koje ne propušta Sunčevo zračenje u dublje slojeve;
- voda ima mnogo veću specifičnu toplotu od tla, tako da je potrebno dovesti oko tri puta više toplote vodi nego tlu da bi se jednake mase vode i zemljišta zagrejale za 1ºC;
- vrednost koeficijenta toplotne provodljivosti je veća za čvrstu frakciju zemljišta nego za vodu;
- zemljište ne menja agregatna stanja, što ne važi i za vodu (ovo je veoma bitna osobina, jer pri faznim prelazima dolazi do trošenja ili oslobađanja toplote);
- delići zemljišta su nepokretni, pa se u njemu toplota ne može prenositi mešanjem kao u vodi.

Vazduh je dijaterman, ima malu specifičnu toplotu i koeficijent toplotne provodljivosti. Međutim, temperaturna provodljivost vazduha je velika, znatno veća od temperaturne provodljivosti zemljišta i vode. Delići vazduha su pokretni, pa se toplota može prenositi i mešanjem, što je daleko efikasniji način prenošenja toplote od molekularnog.

3.4 ZAGREVANJE I HLAĐENJE KOPNA

Zagrevanje i hlađenje kopna zavisi od albeda, mehaničkog sastava i vlažnosti zemljišta. Prisustvo biljnog ili snežnog pokrivača značajno utiče na toplotni režim površinskog sloja kopna.

Kopno se brzo zagreva i brzo hladi zbog male specifične toplote. Vrednost specifične toplote tla zavisi od tipa zemljišta i sadržaja vlage (tabela 3.1). Specifična toplota se povećava sa povećanjem vlažnosti zemljišta, a smanjuje smanjivanjem vlažnosti, odnosno povećavanjem količine vazduha u zemljištu, jer vazduh ima manju specifičnu toplotu od vode. Pošto tlo nije homogeno, već se u njegovim porama nalazi voda ili vazduh, mnogo je pogodnije koristiti zapreminsku specifičnu toplotu kao toplotnu karakteristiku svih njegovih delova sa različitim težinskim specifičnim toplotama.

Tabela 3.1 Toplotne karakteristike različitih vrsta podloge i vazduha

Materija		Gustina ($kg\ m^{-3} \times 10^3$)	Težinska spec. toplota ($J\ kg^{-1}K^{-1} \times 10^3$)	Zapreminska spec. toplota ($J\ m^{-3}K^{-1} \times 10^6$)	Koef. toplotne provodljivosti ($W\ m^{-1}\ K^{-1}$)	Koef. temperaturne provodljivosti ($m^2\ s^{-1}$)
Zemljište:						
peskovito (poroznost 40%)	suvo	1,60	0,80	1,28	0,30	0,24
	vlažno	2,00	1,48	2,96	2,20	0,74
glinovito (poroznost 40%)	suvo	1,60	0,89	1,42	0,25	0,18
	vlažno	2,00	1,55	3,10	1,58	0,51
treset (poroznost 80%)	suvo	0,30	1,92	0,58	0,06	0,10
	vlažno	1,10	3,65	4,02	0,50	0,12
Sneg	svež	0,10	2,09	0,21	0,08	0,10
	stari	0,48	2,09	0,84	0,42	0,40
Voda	(t=4ºC)	1,00	4,18	4,18	0,57	0,14
Vazduh	(t=10ºC)	0,0012	1,01	0,0012	0,025	20,50

(Oke, 1983.)

Voda je mnogo bolji provodnik toplote od vazduha, pa samim tim i vlažno zemljište bolje provodi toplotu nego suvo (tabela 3.1). Pri povećanju vlažnosti zemljišta od 10% koeficijent toplotne provodljivosti se poveća i deset puta. Vrednost koeficijenta temperaturne provodljivosti zemljišta zavisi od istih karakteristika tla koje utiču na specifičnu toplotu i toplotnu provodljivost. Tako povećavanjem vlažnosti zemljišta koeficijent temperaturne provodljivosti prvo naglo raste zbog povećanja koeficijenta toplotne provodljivosti, a daljim povećanjem vlažnosti tla počinje da opada zbog sve većeg porasta vrednosti specifične toplote.

Najveće dnevno zagrevanje i noćno hlađenje površine zemljišta je kod treseta, koga karakteriše mali albedo i loša temperaturna provodljivost, čak i kad je zemljište vlažno (tabela 3.1). Temperaturne promene u dubini tla se najviše osete kod zemljišta sa velikim koeficijentom temperaturne provodljivosti kao što su vlažna peskovita i glinovita zemljišta (tabela 3.1).

Površinski sloj zemljišta ispod biljnog pokrivača se manje zagreva i hladi od golog zemljišta, naročito kada je vegetacija gusta, jer vegetacija reflektuje i apsorbuje Sunčevo zračenje (gusta šuma zadržava i do 90% Sunčevog zračenja). Biljni pokrivač umanjuje i efektivno izračivanje tla, jer apsorbuje i reflektuje dugotalasno zračenje Zemljine površine.

Snežni pokrivač znatno usporava zagrevanje i hlađenje površinskog sloja zemljišta. Sneg ima veliki albedo u kratkotalasnom, a veliku moć izračivanja i apsorpcije u dugotalasnom delu spektra. Snežni pokrivač, naročito ako je svež i rastresit, reflektuje veći deo Sunčevog kratkotalasnog zračenja, a preostali deo prodire kroz sneg i to na znatno veće dubine nego što se to dešava sa dugotalasnim zračenjem. Usled velike apsorptivnosti snega u infracrvenom delu spektra, gubitak toplote usled izračivanja dešava se samo u tankom površinskom sloju snega. Zbog ovakvog bilansa zračenja u snežnom pokrivaču, maksimum temperature se ne javlja na samoj površini snega, već neposredno ispod. Kada sneg počinje da se topi, proces je najintenzivniji baš na dubini maksimalne temperature, pa zato sneg koji, kako se u narodu kaže "kopni", ima šupljikavu gornju površinu.

Zbog slabe toplotne provodljivosti i difuznosti, koje se povećavaju sa povećanjem gustine snega, snežni pokrivač sprečava gubitak toplote iz zemljišta pri niskim temperaturama vazduha. U odsustvu snežnog pokrivača toplota se prenosi na višeležeći sloj vazduha, pa je zbog toga temperatura zemljišta pod snegom viša u odnosu na temperaturu zemljišta bez snega. Kada je vreme toplo, površinska temperatura tla pod snežnim pokrivačem je oko 0°C, bez obzira kolika je temperatura vazduha, jer se sva primljena toplota troši na topljene snega.

Zbog čega se javljaju udubljenja u snegu oko drveća?

Debla drveća, koja imaju znatno manji albedo od snega, usled apsorpcije kratkotalasnog Sunčevog zračenja zagrevaju se i zrače u infracrvenom dugotalasnom delu spektra. Okolni sneg apsorbuje to zračenje i dolazi do topljenja snega i obrazovanja udolina oko drveća. Takođe i objekti koji se nalaze u snegu (npr. kamenje, grančice, debla drveća i sl.) stvaraju udubljenja koja imaju njihov oblik, jer apsorbuju Sunčevo zračenje koje dospeva na tu dubinu, zagrevaju se i tope okolni sneg.

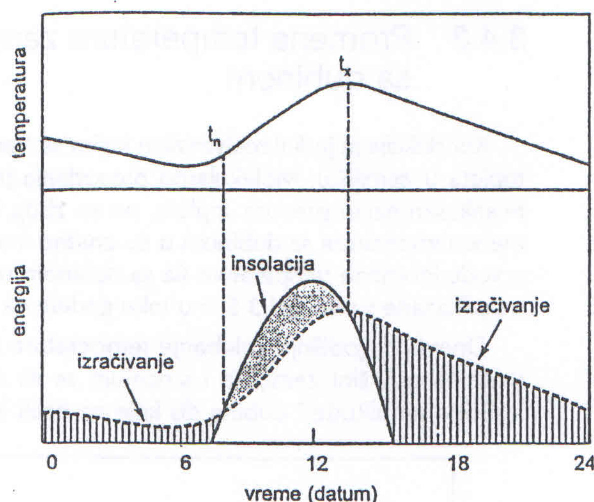
Da li sneg može da se topi "odozdo"?

Da. Ako je snežni pokrivač tanji od 15 cm može doći do znatnog zagrevanja zemljišta apsorpcijom, kroz snežni pokrivač propuštenog, Sunčevog zračenja i topljenja snega "odozdo".

3.4.1 Dnevni hod temperature površine kopna

Temperatura površine kopna zavisi od brojnih faktora, ali rast i pad temperature i vreme dostizanja maksimalnih i minimalnih vrednosti zavisi gotovo isključivo od bilansa zračenja, odnosno insolacije i efektivnog izračivanja Zemljine površine.

Na slici 3.3 je prikazana veza između bilansa zračenja i dnevnog hoda temperature tla. Temperatura tla raste kada je bilans zračenja pozitivan, odnosno kada je insolacija veća od izračivanja. To se dešava od trenutka izlaska Sunca, pa sve do 13 sati po lokalnom vremenu, kada temperatura tla dostiže svoj dnevni maksimum. Maksimum insolacije je u podne po lokalnom vremenu kada Sunce dostiže najviši položaj, a maksimum izračivanja je kada je temperatura tla najviša (Štefan-Bolcmanov zakon). Između 12 i 13 sati po lokalnom vremenu temperatura tla i dalje raste, iako vrednost insolacije opada, jer je u tom periodu insolacija još uvek veća od izračivanja. Maksimalna vrednost temperature se postiže oko 13 sati



Slika 3.3 Dnevni tok temperature tla i bilansa zračenja

po lokalnom vremenu, u trenutku kada se izjednačava priliv i gubitak energije. Od tog trenutka, pa do izlaska Sunca sledećeg dana, bilans zračenja je negativan. Insolacija je manja od izračivanja i temperatura tla opada. Dnevna temperatura dostiže minimalnu vrednost u ranim jutarnjim časovima, nešto malo posle izlaska Sunca.

Vrednosti maksimalnih i minimalnih dnevnih vrednosti temperature površine kopna, kao i dnevna amplituda temperature kopna (razlika između najviše i najniže temperature u toku dana), zavise od:

- geografske širine,
- godišnjeg doba,
- nadmorske visine i ekspozicije terena,
- vrste i stanja podloge,
- oblačnosti i prozračnosti atmosfere.

Dnevno kolebanje temperature na površini kopna smanjuje se od ekvatora ka polovima. U nižim geografskim širinama je veće zagrevanje tla tokom dana (zbog višeg položaja Sunca), a preko noći veće hlađenje (zbog viših temperatura tla), pa su i dnevne amplitude temperature površine kopna veće nego u višim geografskim širinama.

Dnevne amplitude temperature kopna su veće leti nego zimi, zbog višeg položaja Sunca i dužeg trajanja insolacionog perioda tokom leta.

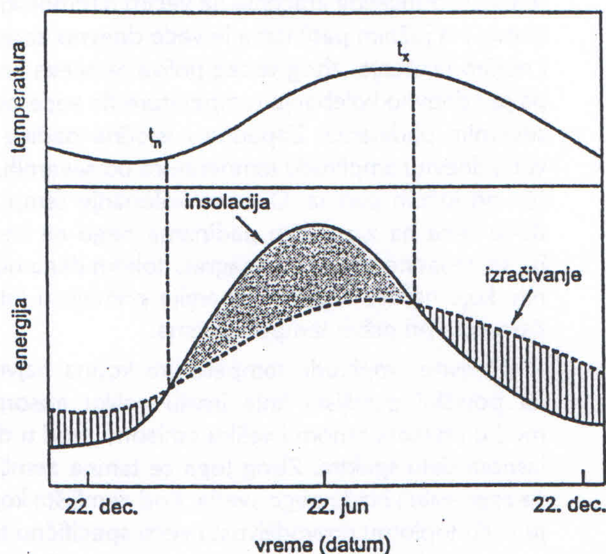
Sa porastom nadmorske visine raste dnevna amplituda temperature tla, jer se planinski vrhovi više zagrevaju u toku dana i više hlade tokom noći zbog većeg intenziteta Sunčevog zračenja na većim nadmorskim visinama. Na južnim padinama je veće dnevno zagrevanje i noćno hlađenje, zbog većeg priliva Sunčeve energije, pa je i dnevno kolebanje temperature tla veće nego na severnim padinama. Zapadne i istočne padine imaju veću dnevnu amplitudu temperature od severnih, a manju od južnih padina. Dnevno kolebanje temperature tla je veće na zapadnim padinama nego na istočnim, jer se zapadne strane više zagreju tokom dana od istočnih, koje najviše Sunčeve energije primaju u jutarnjim časovima pri nižim temperaturama.

Dnevne amplitude temperature kopna najveće su na površini zemljišta koja imaju veliku apsorpcionu moć u kratkotalasnom i veliku emisonu moć u dugotalasnom delu spektra. Zbog toga se tamna zemljišta više zagrevaju i hlade nego svetla. Kod zemljišta koja imaju veću toplotnu provodljivost i veću specifičnu toplotu manje su dnevne amplitude temperature njihove površine. Dnevno kolebanje temperature je manje kod vlažnih nego kod suvih zemljišta, kako zbog navedenih toplotnih karakteristika, tako i zbog utroška toplote na isparavanje vode tokom dana i oslobađanja toplote zbog kondenzacije i deponovanja vodene pare tokom noći. Zemljište koje je prekriveno biljnim ili snežnim pokrivačem manje se zagreva tokom dana i manje hladi tokom noći, pa su i dnevne amplitude temperature manje nego na površini golog zemljišta.

Zbog smanjenja prozračnosti atmosfere, naročito u uslovima povećane oblačnosti, dnevna amplituda temperature tla se smanjuje, jer je manji priliv Sunčevog zračenja i manje efektivno izračivanje Zemljine površine.

3.4.2 Godišnji hod temperature površine kopna

Godišnji, kao i dnevni hod temperature površine kopna, zavisi u prvom redu od bilansa zračenja (slika 3.4). U umerenim širinama severne polulopte maksimum temperature površine kopna se javlja u julu, u proseku pet nedelja posle letnjeg solsticijuma. Maksimum temperature nastaje, kao i kod dnevnog hoda temperature kopna, u trenutku kada se izjednači vrednost insolacije i efektivnog izračivanja. Tada posle perioda pozitivnog, započinje period negativnog bilansa zračenja. Godišnji minimum temperature površine kopna javlja se u januaru, u proseku tri nedelje posle zimskog solsticijuma.



Slika 3.4 Godišnji tok temperature tla i bilansa zračenja

Godišnja amplituda temperature površine kopna (razlika između srednjih mesečnih temperatura najtoplijeg i najhladnijeg meseca u godini) zavisi od:

- geografske širine,
- nadmorske visine i ekspozicije terena,
- vrste i stanja podloge,
- oblačnosti i prozračnosti atmosfere.

Godišnja amplituda temperature površine kopna povećava se sa porastom geografske širine, zbog izrazitijih razlika u prilivu Sunčeve energije u toplijem i hladnijem delu godine.

Sa porastom nadmorske visine, godišnje kolebanje temperature kopna se povećava. Na južnim padinama godišnja amplituda temperature je veća nego na severnim.

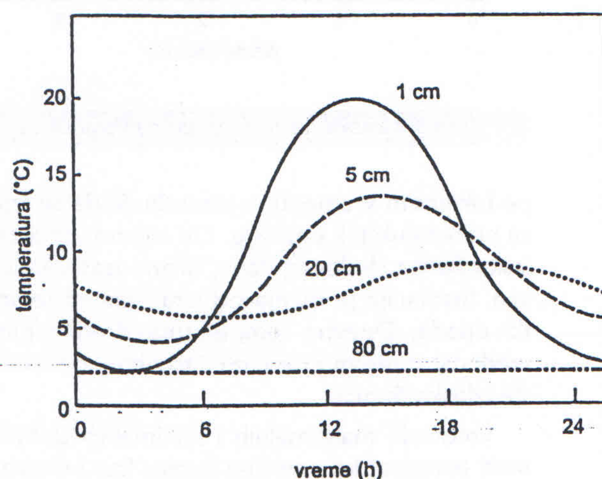
Godišnja, kao i dnevna amplituda temperature površine kopna je veća kod tamnih i hrapavih nego kod svetlih zemljišta. Godišnje kolebanje temperature vlažnog zemljišta je manje od godišnjeg kolebanja temperature suvog zemljišta. Najveće promene temperature tokom godine su na površini golog zemljišta. Na površini zemljišta pod biljnim ili snežnim pokrivačem godišnja amplituda temperature je znatno manja i zavisi od vrste i gustine vegetacije, odnosno debljine i gustine snežnog pokrivača.

Smanjena prozračnost atmosfere i veća godišnja oblačnost smanjuju godišnju amplitudu temperature površine kopna.

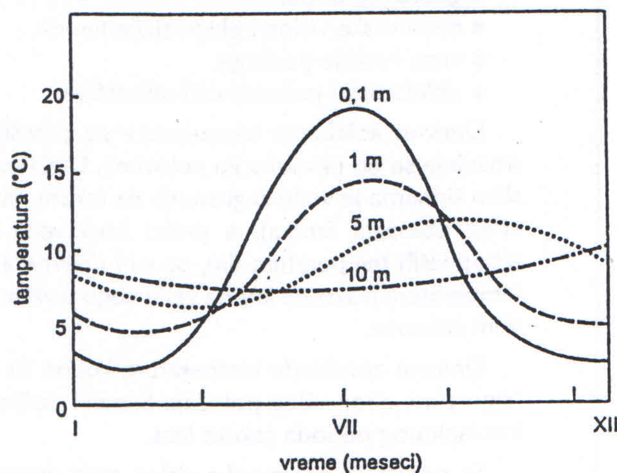
3.4.3 Promena temperature zemljišta sa dubinom

Kondukcija je jedini mehanizam kojim se transportuje toplota u zemljištu. Molekularno provođenje je prilično neefikasan način prenosa toplote, pa su zbog toga promene temperature sa dubinom u tlu znatno manje nego u vodi. Promene temperature tla sa dubinom u toku dana prikazane su na slici 3.5, a u toku godine na slici 3.6.

Dnevno i godišnje kolebanje temperature tla je najveće na površini zemljišta i smanjuje se sa dubinom. Veličina amplitude i dubina do koje se oseti kolebanje



Slika 3.5 Promena temperature zemljišta sa dubinom u toku dana (Oke, 1983)



Slika 3.6 Promena temperature zemljišta sa dubinom u toku godine (Oke, 1983)

temperature zavise od tipa i vlažnosti zemljišta, kao i od intenziteta Sunčevog zračenja i geografske širine lokacije. Kao što je već rečeno, promene temperature u dubini tla najviše se osete kod zemljišta sa velikim koeficijentom temperaturne provodljivosti (vlažna peskovita i glinovita zemljišta).

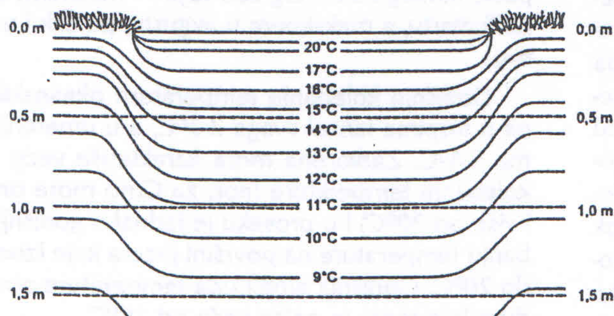
Dnevno kolebanje temperature tla oseti se prosečno u sloju zemljišta debljine od 25 do 100 cm, dok kašnjenje maksimalnih i minimalnih temperatura iznosi u proseku 2 do 3 sata na svakih 10 cm dubine.

Godišnje kolebanje temperature tla oseti se u sloju zemljišta debljine od 8 do 30 m. U polarnim krajevima taj sloj je najdeblji, u tropima najtanji, a u umerenim širinama iznosi od 15 do 20 m. Maksimalne i minimalne godišnje temperature kasne u proseku 20 do 30 dana na svaki metar dubine. Tako u površinskom sloju zemljišta od 10 cm dubine maksimum temperature se javlja u julu, a na dubini od 10 m u decembru (slika 3.6).

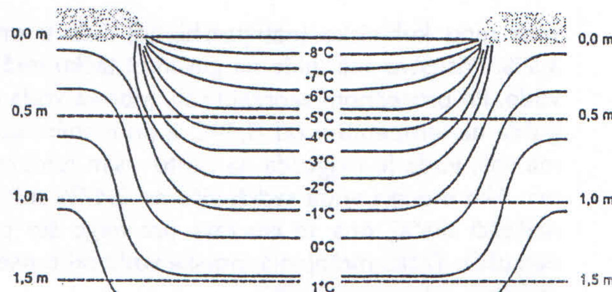
Da li voda iz bunara može biti hladnija leti nego zimi?

Da, pošto su temperature zemljišta na većim dubinama niže u toku leta nego u toku zime.

Prekrivenost tla vegetacijom ili snegom osetno smanjuje dnevno i godišnje kolebanje temperature zemljišta sa dubinom (slika 3.7 i 3.8). Temperatura površine golog zemljišta je zimi oko 10°C niža u odnosu na tlo prekriveno snežnim pokrivačem, dok je leti temperatura površine golog zemljišta viša za oko 5°C u odnosu na tlo pod vegetacijom. Sa dubinom, razlika u temperaturi prekrivenog i golog zemljišta se smanjuje i na dubini od 0,5 m iznosi oko 5°C zimi, a leti oko 3°C.



Slika 3.7 Promena temperature zemljišta sa dubinom ispod površine golog zemljišta i ispod biljnog pokrivača u junu (Milosavljević, 1983)



Slika 3.8 Promena temperature zemljišta sa dubinom ispod površine golog zemljišta i ispod snežnog pokrivača u februaru (Milosavljević, 1983)

3.5 ZAGREVANJE I HLAĐENJE VODE

Voda na površini Zemlje, zbog svojih toplotnih i fizičkih osobina, sporo se i slabo zagreva tokom dana i toplijeg dela godine. Međutim, u tim periodima pozitivnog energetskog bilansa vodene mase skladište toplotu, koju sporo i slabo gube tokom noći i hladnijeg dela godine. Dnevne i godišnje promene temperature površine vode znatno su manje od temperaturnih promena površine kopna, dok su dnevna i godišnja kolebanja temperature u dubljim slojevima veća u vodi nego u tlu. Ove osobine odlikuju velike vodene mase (okeane, mora i velika jezera), dok manje vodene mase imaju manju toplotnu inerciju, a kod njih su i granični efekti znatno izraženiji. Uticaj okolnog tla je naročito izražen kod uskih vodenih površina.

Voda poseduje niz izuzetnih, anomalnih osobina, koje je izdvajaju od svih poznatih supstanci u prirodi. Ona ima najveću poznatu specifičnu toplotu. Toplotni kapacitet sloja okeana debljine 3 m približno je jednak kapacitetu cele atmosfere. Voda se može naći u sva tri agregatna stanja (čvrstom, tečnom i gasovitom) na temperaturama koje postoje u prirodnim uslovima, a pri faznim prelazima vode se troše (oslobađaju) velike količine toplote. Gustina vode se smanjuje pri prelasku u čvrsto stanje, što je takođe veoma izuzetna osobina. Čista voda je najgušća na temperaturi od 4°C.

Morska voda ima nešto izmenjene fizičke i hemijske osobine u odnosu na čistu vodu. Neke od modifikovanih osobina su od posebnog značaja za meteorološka zbivanja. Morska voda sadrži izvesnu količinu soli, u pr-

vom redu kuhinjske (natrijum-hlorid) i to u proseku 3,5%. Prisustvo soli utiče na gustinu i tačku mržnjenja vode. Pri prosečnom sadržaju soli, morska voda je najgušća na temperaturi od -3,5°C, a pri manjim sadržajima soli, voda je najgušća na nešto višim temperaturama. Ako morska voda sadrži više od 2,47% soli, što je najčešći slučaj, ona se smrzava pre nego što postaje najgušća. Tačka mržnjenja morske vode pri prosečnom sadržaju soli iznosi -1,9°C.

Albedo vodenih površina nije konstantan, već zavisi od ugla pod kojim padaju Sunčevi zraci i od ustalasanosti vodene površine (tabela 2.2). Voda je dijatermna - propušta Sunčevo zračenje u proseku do desetak metara dubine, a u čistim tropskim morima čak i do nekoliko stotina metara. Propustljivost vode za Sunčevo zračenje zavisi od hemijskog sastava, količine planktona i primesa u vodi, kao i talasne dužine zračenja (apsorptivnost vode raste sa povećanjem talasne dužine zračenja).

Osim direktnim zagrevanjem zbog prodiranja Sunčevog zračenja, dublji slojevi vode se zagrevaju i usled vertikalnih kretanja, dok je doprinos kondukcije znatno manji, jer je voda slab provodnik toplote. Do kretanja i mešanja vode dolazi zbog zagrevanja i hlađenja njene površine, zbog talasanja prouzrokovanih vetrom, plimom i osekom, kao i pod uticajem morskih struja i rečnih tokova. Od svih nabrojanih, termički uslovljena konvektivna kretanja predstavljaju najznačajniji mehanizam prenošenja toplote u dublje slojeve vode.

3.5.1 Dnevni hod temperature vode

U toku dana površinski sloj vode se zagreva i isparava. U površinskom sloju morske vode se zbog isparavanja povećava koncentracija soli i ostalih primesa, pa ovaj sloj, iako topliji, postaje sve gušći a samim tim i teži. Kao teži, on tone do dubine na kojoj voda ima istu gustinu, ali manji salinitet i nižu temperaturu. Na njegovo mesto uzdiže se voda koja je hladnija, ali lakša. Toplota se na ovaj način prenosi u dublje slojeve sve dok traje insolacija. U slatkoj vodi, dnevna kao i godišnja kolebanja temperature se osećaju na znatno manjim dubinama nego u slanoj, jer voda u jezerima i rekama sadrži mnogo manje primesa nego morska voda. Zagrevanjem gornji sloj slatke vode postaje topliji i kao lakši ostaje na površini. Hlađenje usled isparavanja donekle destabilizuje površinski sloj i dovodi do izvesnog mešanja i u slatkoj vodi.

U toku noći, zbog negativnog bilansa toplote, površinski sloj i slatke i slane vode se hladi izračivanjem i kao teži tone, a na njegovo mesto se iz dubine uzdiže toplija i lakša voda. Konvektivno kretanje vode zbog hlađenja površinskog sloja slatke vode prestaje kada se temperatura spusti ispod 4°C. Pošto se gustina vode smanjuje, hladna voda ostaje na površini, počinje intenzivno da se hladi i na negativnim temperaturama dolazi do njenog mržnjenja. Prisustvo soli u vodi, koja menja njenu gustinu i tačku mržnjenja, sprečava u umerenim širinama zamrzavanje morske vode na temperaturama na kojima dolazi do obrazovanja leda na površinama jezera i reka.

Temperatura površine vode dostiže maksimalnu vrednost u toku dana oko 15-16 sati po lokalnom vremenu, a minimum 2-3 sata nakon izlaska Sunca. Dnevna amplituda temperature površine vode je mala, znatno manja od dnevne amplitude površine kopna. Na površini mora i okeana iznosi oko 0,5 do 1°C u tropskom pojasu, a umerenim širinama je još manja i iznosi svega 0,1 do 0,2°C. Kolebanje temperature površine jezera i reka u toku dana je veće i iznosi oko 5°C.

Dnevno kolebanje temperature vode smanjuje se sa dubinom. U morima i okeanima se oseća do dubine od oko 30 m, a u jezerima do dubine od oko 10 m.

3.5.2 Godišnji hod temperature vode

Godišnji maksimum i minimum temperature površine vode se znatno kasnije dostižu u odnosu na površinu kopna. U umerenim širinama ekstremne vrednosti temperature površine vode se javljaju oko 2-3 meseca posle letnjeg i zimskog solsticija[3] - minimum u februaru ili martu, a maksimum u avgustu, pa čak i u septembru.

Godišnje kolebanje temperature okeanskih površina u tropima iznosi svega 2-3°C, a u umerenim širinama 5-8°C. Zatvorena mora karakteriše veće godišnje kolebanje temperature (npr. za Crno more ono iznosi i više od 20°C) i u proseku je jednako godišnjem kolebanju temperature na površini jezera koje iznosi od 15 do 20°C. Godišnja amplituda temperature površine Jadranskog mora je nešto veća od 10°C.

(3) solsticij (lat. Sol - Sunce i sistere - stati, zastati) - najviša i najniža tačka u kojoj se Sunce nadje tokom godine pri svom prividnom kretanju po nebeskom svodu.

Godišnje kolebanje temperature vode se smanjuje sa dubinom. U jezerima i zatvorenim morima godišnje kolebanje temperature se oseti do 60-70 m, a u okeanima i do nekoliko stotina metara.

3.6 ZAGREVANJE I HLAĐENJE VAZDUHA

Zagrevanje vazduha vrši se apsorpcijom Sunčevog i Zemljinog zračenja, oslobađanjem latentne toplote u procesu kondenzacije i razmenom osetne toplote sa okolinom molekularnim i organizovanim kretanjima fluida. Udeo svakog od ovih načina u ukupnom zagrevanju vazduha može se proceniti iz bilansa energije u sistemu Zemlja-atmosfera (slika 3.1).

Pošto vazduh u velikoj meri propušta Sunčevo zračenje, glavni izvor toplote za troposferski deo atmosfere je Zemljina površina. Uticaj podloge najviše se oseti u prizemnom sloju vazduha debljine od 100 do 3000 m, koji se naziva **planetarni granični sloj** ili **granični sloj atmosfere**. Granični sloj atmosfere ima složenu strukturu. Najniži sloj, debljine nekoliko centimetara, koji se nalazi neposredno uz Zemljinu površinu, naziva se **laminarni**[4] ili **molekularni granični sloj**. U njemu se vertikalno prenošenje toplote odvija isključivo kondukcijom i difuzijom. Iznad njega se nalazi **turbulentni površinski sloj** u kome je dominantni način prenošenja toplote **mehanička turbulencija**[5] malih razmera, koja nastaje usled hrapavosti podloge. Ovaj sloj karakteriše nagla promena temperature i brzine vetra. Njegova debljina može biti manja od jednog metra u uslovima slabog vetra i jakog zagrevanja tla ili nekoliko desetina metara u uslovima jakog vetra i slabog zagrevanja tla. Iznad turbulentnog površinskog sloja nalazi se sloj mešanja u kome je **termička konvekcija** dominantni način vertikalnog transporta toplote. Pri slabom vetru dominiraju tzv. "termali" - mehuri toplog vazduha, a pri jačem vetru cirkulacione rolne - cirkulaciona kretanja u vertikalnoj ravni. Termički uslovljena konvektivna kretanja predstavljaju veoma efikasan način prenošenja osetne i latentne toplote, tako da su u ovom sloju promene meteoroloških elemenata veoma male u vertikalnom pravcu. Iznad planetarnog graničnog sloja, od sloja mešanja do tropopauze, toplota se prenosi u okviru atmosferskih poremećaja većih razmera i pri tzv. dubokoj kumulusnoj konvekciji koja se odvija u konvektivnim oblacima.

Zbog načina zagrevanja i hlađenja i svojih radijacionih i toplotnih osobina, temperatura vazduha je danju i leti niža, a noću i zimi viša od temperature tla. Iznad slatkovodnih površina vazduh se na sličan način hladi i zagreva kao i iznad kopna, dok je zagrevanje i hlađenje vazduha iznad okeana i mora nešto drugačije. Usled povećanog sadržaja vodene pare i čestica soli, koje danju apsorbuju Sunčevo zračenje a noću gube toplotu izračivanjem, vazduh je iznad morskih površina danju topliji a noću hladniji od površine vode.

3.6.1 Dnevni tok temperature vazduha

Kada se govori o temperaturi vazduha podrazumeva se da se radi o temperaturi vazduha na visini na kojoj se ona standardno meri u termometarskom zaklonu, a to je 2 metra. Ukoliko je u pitanju temperatura vazduha na nekoj drugoj visini to se mora posebno naglasiti.

Pošto se kopnene i vodene površine različito zagrevaju i hlade u toku dana i dnevni tokovi temperature vazduha se razlikuju iznad kopna i vode.

DNEVNI TOK TEMPERATURE VAZDUHA IZNAD KOPNA

Pošto se vazduh u prvom redu zagreva od podloge, temperatura vazduha iznad kopna prati dnevni hod zagrevanja i hlađenja tla, s tim da se maksimum temperature dostiže 1 do 2 sata kasnije u odnosu na površinu zemljišta. Vreme dostizanja najviše temperature u toku dana zavisi u velikoj meri od intenziteta zagrevanja podloge. Ukoliko je zagrevanje podloge veće, maksimum temperature se javlja kasnije, jer je zbog pojačane termičke konvekcije transport zagrejanog vazduha u više slojeve veći. Zato se maksimum temperature vazduha javlja oko 15-16 časova, a zimi oko 13-14 časova po lokalnom vremenu. Minimum temperature vazduha se javlja pred izlazak Sunca.

Dnevna amplituda temperature vazduha zavisi od istih faktora kao i dnevna amplituda temperature kopna:

- geografske širine,
- godišnjeg doba,
- nadmorske visine, reljefa i ekspozicije terena,
- vrste i stanja podloge,
- oblačnosti i prozračnosti atmosfere.

---

(4) laminarno strujanje (lat. lamina - ploča) - strujanje fluida u slojevima koji su medjusobno paralelni, izmedju kojih nema mešanja.

(5) turbulencija (lat. turbulentus - nemiran, uzburkan) - iregularna, poremećena strujanja fluida.

Dnevna amplituda temperature vazduha smanjuje se sa porastom geografske širine, međutim najveće dnevno kolebanje temperature vazduha, kao uostalom i samih kopnenih površina, nije u ekvatorijalnim već u suptropskim oblastima. Iako je najveća visina Sunca iznad ekvatora, najveće dnevno zagrevanje i noćno hlađenje je u suptropskm područjima zbog pretežno vedrog vremena tokom cele godine i peščano-kamenite podloge koja se brzo zagreva i hladi.

Dnevna amplituda temperature vazduha je veća leti nego zimi, zbog jačeg dnevnog zagrevanja i noćnog hlađenja tla.

Sa porastom nadmorske visine dnevna amplituda temperature vazduha opada. Sa visinom brže opadaju dnevne od noćnih temperatura vazduha. Dnevna amplituda temperature vazduha je veća u dolinama i kotlinama nego na padinama i brdima. Na vrhovima brda i planina dodirna površina vazduha sa tlom je mala, a vetrovi su jači nego u dolinama, gde je kontaktna površina znatno veća i gde vazduh obično miruje. U toku noći najviše se hlade padine, sa kojih se hladniji i gušći vazduh sliva u doline, pa se zato najveće temperaturne razlike između ispupčenih i udubljenih oblika reljefa javljaju tokom noći i u ranim jutarnjim satima. U uskim kotlinama i usecima, koje strme padine zaklanjaju od Sunčevog zračenja, dnevno kolebanje temperature nije veliko za razliku od prostranih dolina okruženih blagim uzvišnjenjima. Dnevno kolebanje temperature vazduha je veće na južnim nego na severnim padinama.

Veće amplitude temperature vazduha javljaju se iznad podloga koje se više zagrevaju u toku dana, tako da je dnevno kolebanje temperature vazduha veće iznad tamnog nego svetlog zemljišta, suvog nego vlažnog zemljišta, zemljišta bez nego zemljišta sa vegetacijom, itd.

Kada je vreme oblačno i kada je smanjenja prozračnost atmosfere, dnevna amplituda temperature vazduha je mala, zbog smanjene insolacije danju i smanjenog efektivnog izračivanja tla noću.

■ DNEVNI TOK TEMPERATURE VAZDUHA IZNAD VODE

Maksimum temperature vazduha iznad vode se javlja između 15 i 17 sati, dakle 1 do 2 sata kasnije nego iznad kopna. Minimalnu vrednost temperatura vazduha dostiže oko 2 sata ranije iznad vodenih nego iznad kopnenih površina.

Dnevno kolebanje temperature vazduha je znatno manje iznad vode nego iznad kopna. Zbog već opisane uloge vodene pare i čestica soli u vazduhu iznad okeana, dnevne amplitude temperature vazduha su veće od dnevnih amplituda same površine okeana (0,5°C) i iznose prosečno oko 2°C. Dnevno kolebanje temperature vazduha iznad površine jezera je znatno veće, a ako su ona mala i plitka tada i ne postoje neke znatnije razlike u odnosu na okolno zemljište.

Iako postoje razlike u vrednostima amplituda i vremenu dostizanja ekstremnih vrednosti temperature površine okeana i višeležećeg vazduha, to ne znači da je zagrevanje i hlađenje vazduha iznad okeana nezavisno od svoje podloge. Jedan od dokaza postojanja značajnog toplotnog uticaja okeana na višeležeći vazduh je mala razlika u temperaturama površine vode i vazduha koja retko prelazi 1°C.

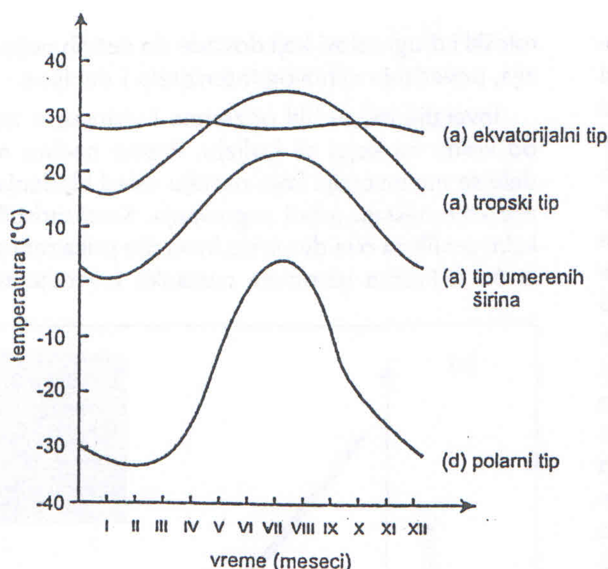
3.6.2 Godišnji tok temperature vazduha

Godišnji tok temperature vazduha tesno je povezan sa godišnjim hodom temperature podloge. Vreme dostizanja ekstremnih vrednosti i godišnja amplituda temperature vazduha zavisi od više faktora:

- geografske širine,
- kontinentalnosti,
- nadmorske visine,
- vrste i stanja podloge,
- oblačnosti i prozračnosti atmosfere.

Godišnji tok temperature vazduha je u prvom redu uslovljen geografskom širinom, kontinentalnošću i nadmorskom visinom lokacije.

Postoje četiri osnovna tipa godišnjeg toka temperature vazduha određena geografskom širinom lokacije: ekvatorijalni tip, tropski tip, tip umerenih širina i polarni tip (slika 3.9). **Ekvatorijalni tip** odlikuje mala godišnja amplituda temperature vazduha i postojanje dva maksimuma i dva minimuma. Maksimumi se javljaju posle prolećne i jesenje ravnodnevice, najčešće u maju i oktobru, a minumumi posle letnjeg i zimskog solsticijuma, obično u januaru i julu. **Tropski tip** ima jedan maksimum i jedan minimum temperature vazduha, koji se javljaju iza letnjeg i zimskog solsticijuma. Godišnje kolebanje temperature vazduha je relativno malo, ali veće nego u ekvatorijalnoj oblasti. U oblasti monsunskih vetrova godišnji tok temperature vazduha je izmenjen, mi-



Slika 3.9 Godišnji tok temperature vazduha u zavisnosti od geografske širine

nimumi se javljaju zimi i leti, a maksimumi na kraju prelaznih perioda. **Tip umerenih širina** odlikuje takođe jedan maksimum i jedan minimum temperature vazduha, koji se javljaju posle solsticijuma, u julu i januaru iznad kopna, a u avgustu i februaru iznad okeana. Godišnja amplituda temperature vazduha je velika i raste sa povećanjem geografske širine. Značajna karakteristika umerenog pojasa je i postojanje četiri godišnja doba, koja su najizraženija u središnjem delu pojasa. **Polarni tip** karakteriše duga zima i kratko leto. Na severnoj polulopti maksimum temperature vazduha javlja se u avgustu, a minimum u martu. Godišnja amplituda temperature vazduha je veoma velika.

Vodene površine imaju veliki uticaj na godišnji tok temperature. Temperatura vazduha iznad samih okeanskih površina leti je viša, a zimi niža od temperature vode. Najniža temperatura vazduha javlja se mesec dana ranije nego na okeanskoj površini, a najviša približno u isto vreme. Srednje godišnje temperature površine okeana i vazduha iznad bitno se ne razlikuju. Godišnje kolebanje temperature vazduha raste sa udaljenošću od mora i okeana. U umerenom pojasu godišnja amplituda temperature vazduha iznad okeana iznosi od 10 do 15°C, a iznad kopna od 20 do 40°C, pa i više. Mesta koja se nalaze u blizini mora i okeana imaju daleko blaže zime od mesta koja se nalaze duboko u kopnu. Priobalne oblasti u umerenim širinama karakteriše i toplija jesen od proleća.

Sa porastom nadmorske visine godišnja amplituda temperature vazduha se smanjuje zbog smanjenog uticaja podloge. Na većoj visini leta su hladnija, a zime mogu biti i blaže zbog manje čestine temperaturnih inverzija.

Vrednosti godišnjih amplituda temperature vazduha zavise od radijacionih i toplotnih osobina podloge na isti način kao i vrednosti dnevnih amplituda. Povećana oblačnost smanjuje godišnje amplitude temperature vazduha.

Opisani dnevni i godišnji tokovi temperature vazduha određeni su u prvom redu dnevnim i godišnjim kretanjem Sunca koje ima periodični karakter. Pored ovih tzv. periodskih promena temperature vazduha u toku dana i godine javljaju se i tzv. neperiodske promene, kao posledica prodora hladnih ili toplih vazdušnih masa do kojih dolazi usled poremećaja u atmosferskoj cirkulaciji. Pri prodorima vazdušnih masa, koje nose sa sobom toplotne i druge karakteristike izvorišne oblasti, ne dolazi samo do pada ili porasta temperature vazduha, već i do promene vremena javljanja maksimuma i minimuma i u dnevnom i u godišnjem toku. Neperiodske promene temperature vazduha i u toku dana i u toku godine najčešće su i najveće u umerenom pojasu zbog prodora hladnog vazduha iz polarnih krajeva ili toplog vazduha iz suptropskih oblasti. Na manjim geografskim širinama prodori vazdušnih masa iz drugih oblasti su znatno ređi, a time i neperiodske promene u dnevnim i godišnjim tokovima temperature vazduha.

3.6.3 Promena temperature vazduha sa visinom u troposferi

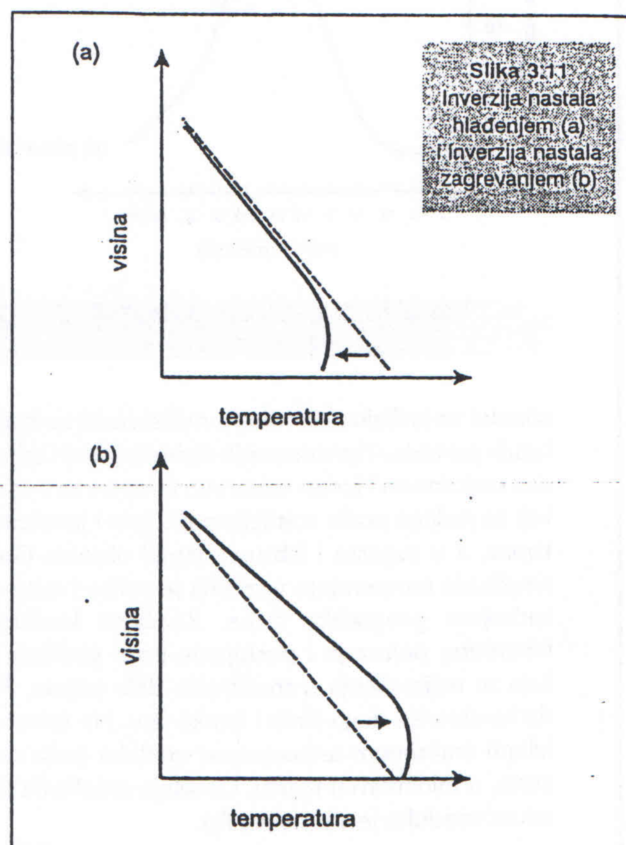
U troposferi temperatura vazduha u proseku opada sa visinom i za to postoji nekoliko razloga, a osnovni je udaljavanje od glavnog izvora toplote - od Zemljine površine. Takođe, sa povećanjem visine raste emisiona a opada apsorpciona moć vazduha, u prvom redu zbog brzog smanjivanja sadržaja vodene pare sa visinom u atmosferi. Opadanju temperature sa visinom doprinosi i dinamičko zagrevanje i hlađenje vazduha do kojeg dolazi pri uzlaznim i silaznim kretanjima. Vazduh koji se uzdiže dolazi u područje nižeg pritiska, usled čega se širi i hladi, dok se pri spuštanju zagreva, jer dolazi u područje višeg pritiska, smanjuje mu se zapremina, a povećava temperatura.

Prosečna vrednost vertikalnog gradijenta temperature vazduha iznosi 0,6°C/100m u slobodnoj atmosfe-

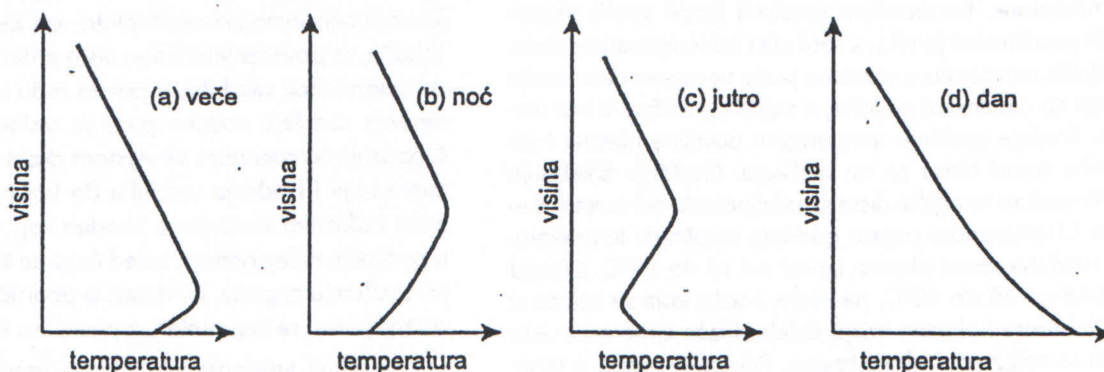
ri, a u planinskim predelima, zbog određenog neposrednog uticaja podloge, nešto je manja i iznosi 0,5°C/100m. Vertikalni gradijent temperature vazduha je veoma promenjiv i u prostoru i u vremenu. Promenjivost je velika kako u vertikalnom tako i u horizontalnom pravcu. Vrednost vertikalnog gradijenta temperature vazduha zavisi od geografske širine, reljefa, vrste podloge, doba dana i godine. Najveća je u sloju vazduha neposredno uz podlogu i može iznositi i nekoliko stepeni na 100 m kada se podloga intenzivno zagreva. U prizemnom sloju vazduha su i najveća kolebanja temperaturnog gradijenta u toku vremena. Opadanje temperature vazduha sa visinom ima svoj dnevni i godišnji tok: najveće je u najtoplijem delu dana i godine a najmanje noću i zimi. Tipični dnevni tok promene temperature sa visinom kada je vreme vedro prikazan je na slici 3.10. Kada je tlo u toku noći zbog izračivanja hladnije od vazduha, atmosfera predaje toplotu podlozi, usled čega se hlade prvo slojevi vazduha neposredno uz podlogu (3.10 a), a zatim i viši slojevi (3.10 b). Ubrzo posle izlaska Sunca površina tla se zagreva apsorpcijom Sunčevog zračenja i predaje toplotu viševležećem vazduhu koji se zagreva, najpre niži (3.10 c) a zatim i viši slojevi (3.10 d).

Dakle, postoje situacije pri kojima temperatura vazduha ne opada sa visinom, već raste ili se ne menja sa visinom. Povećanje temperature sa visinom se naziva **inverzija temperature**, a slučaj kada se temperatura ne menja sa visinom **izotermija**. Inverzije temperature nisu tako retka pojava, iako predstavljaju odstupanje od srednjeg toplotnog stanja atmosfere. Javljaju se gotovo svakodnevno i nisu isključivo vezane za određeno doba dana ili godine ili za određeno područje. Mogu se javiti pri različitim vremenskim uslovima i na različitim visinama u atmosferi. Ali ipak, postoje određeni meteorološki i drugi uslovi koji dovode do češćih pojava inverzija, povećanja njihovog intenziteta i debljine.

Inverzije mogu biti prizemne i visinske u zavisnosti od visine na kojoj se javljaju. Prema načinu nastanka dele se na: inverzije koje nastaju usled hlađenja i inverzije koje nastaju usled zagrevanja. Karakteristični vertikalni profili za ove dve vrste inverzije prikazani su na slici 3.11. Prema uzrocima nastanka inverzije se mogu



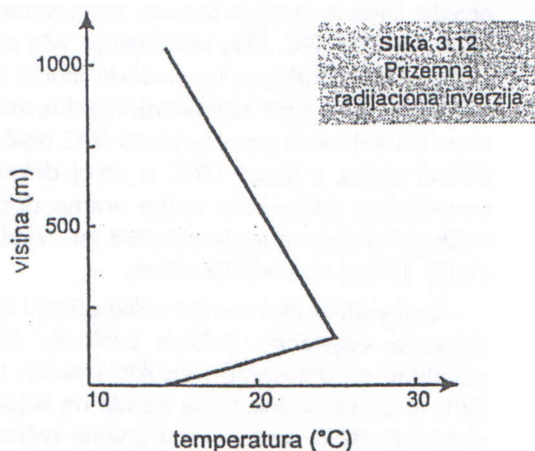
Slika 3.11 Inverzija nastala hlađenjem (a) i inverzija nastala zagrevanjem (b)



Slika 3.10 Promena vertikalnog profila temperature vazduha u toku dana

podeliti na: radijacione, inverzije spuštanja vazdušnih masa i frontalne inverzije.

Radijacione inverzije nastaju pri intenzivnom hlađenju podloge i višeležećeg vazduha usled izračivanja. Imaju debljinu od nekoliko metara do nekoliko stotina metara. Prizemne radijacione inverzije nastaju radijacionim hlađenjem tla i prizemnog vazduha tokom vedrih noći bez ili sa slabim vetrom (slika 3.12). Visinske radijacione inverzije obično se formiraju na gornjoj površini slojevitih oblaka koji imaju veliki albedo i reflektuju Sunčevo zračenje. Usled hlađenja oblačnog sloja, hladi se i vazduh neposredno iznad oblaka, pa dolazi do formiranja temperaturne inverzije.



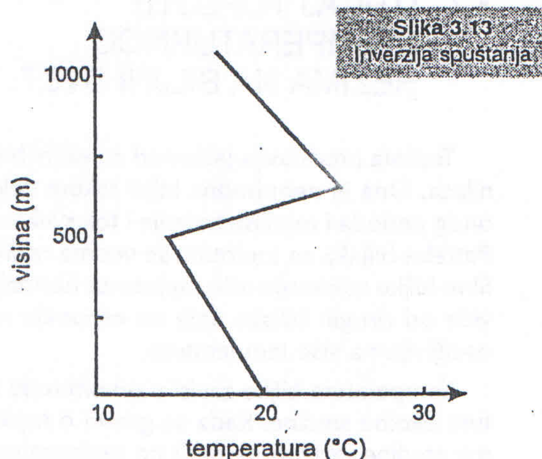
Slika 3.12 Prizemna radijaciona inverzija

Tzv. "noćne inverzije" su gotovo svakodnevna pojava. Već u popodnevnim časovima površina Zemlje i vazduh iznad negube radijacijom više energije nego što primaju, pa počinju da se hlade (slika 3.3). Pošto tlo ima veću emisionu moć u infracrvenom delu spektra, ono se brže hladi od vazduha i ubrzo posle zalaska Sunca ima nižu temperaturu od njega. Površinski sloj vazduha kondukcijom predaje tlu toplotu, koju ono brzo gubi izračivanjem. Kako noć odmiče, tlo i vazduh u kontaktu s njim sve više se hlade. Topliji viši slojevi vazduha predaju izvesnu toplotu nižim slojevima, ali taj proces je veoma spor zbog slabe toplotne provodljivosti vazduha. Najniže temperature vazduha pri tlu se javljaju oko izlaska Sunca. Hlađenje tla i vazduha iznad često se nastavlja i posle izlaska Sunca. Tada Sunčevi zraci padaju koso, nedovoljno zagrevaju tlo, te je gubitak energije radijacijom još neko vreme veći od priliva. Zagrevanje tla se dodatno usporava, ako je zemljište vlažno, jer se troši toplota na isparavanje vode. Koliki će biti intenzitet i debljina radijacionih inverzija, zavisi od dužine noći, vlažnosti vazduha, oblačnosti, brzine vetra, reljefa, vrste i stanja podloge.

U višim geografskim širinama iznad snežnog pokrivača može doći i do formiranja dugotrajnih inverzija koje zahvataju deblje slojeve vazduha i tada je sasvim uobičajeno da temperatura vazduha na visini od 20 m bude i za čitavih 20°C viša od one u prizemlju. U toku leta prizemne inverzije najčešće nastaju noću u dolinama koje su pod biljnim pokrivačem, kao što su npr. detelina i kukuruz. Obično su male debljine i intenziteta i brzo nestaju po izlasku Sunca.

Veoma važan faktor u nastajanju radijacionih inverzija su i topografski uslovi. Radijacione inverzije imaju najveću čestinu, debljinu i intenzitet u kotlinama i dolinama u koje se sa padina tokom noći sliva hladan vazduh i stvara tzv. "jezera hladnog vazduha". Posebno jake inverzije temperature obrazuju se u kotlinama na većoj nadmorskoj visini, kao i na visoravnima, gde je zbog velike prozračnosti atmosfere radijaciono hlađenje veoma jako. To su tzv. mrazišta - oblasti sa najnižim temperaturama.

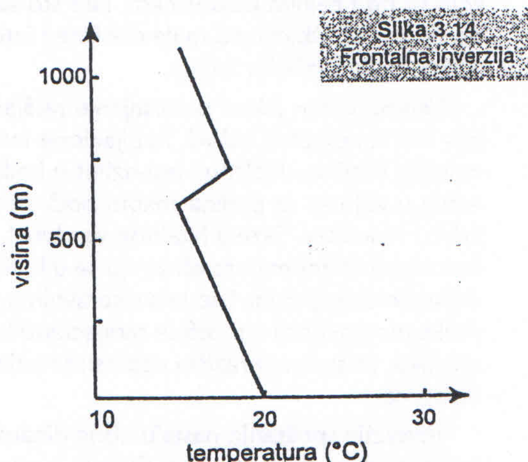
Inverzije spuštanja nastaju zbog dinamičkog zagrevanja vazduha koji se spušta. One se mogu javiti i u prizemlju, ali su mnogo češće na visini (slika 3.13). Inverzije spuštanja, ili kako ih drugačije nazivaju dinamičke inverzije, nastaju najčešće u okviru prostranih anticiklona u kojima postoje silazna kretanja vazduha. To su obično dugotrajne inverzije i zahvataju znatno veći prostor od prizemnih inverzija, naročito radijacionih koje su uglavnom lokalne i znatno kraće traju. Ove inverzije dodatno se pojačavaju zbog hlađenja prizemnih slojeva vazduha u kontaktu sa hladnom površinom zemlje.



Slika 3.13 Inverzija spuštanja

Dinamičke inverzije javljaju se i na zavetrenim stranama planina, obično zimi, kada se preko radijacijom ohlađenog sloja vazduha razlije topao vazduh, koji se pri prebacivanju preko planine zagrejao.

Frontalne inverzije se ljavljaju u uskoj zoni koja razdvaja vazdušne mase različitih temperatura. Topla i lakša vazdušna masa uzdiže se iznad klina hladnog vazduha, a frontalnu zonu odlikuje nagla promena temperature (slika 3.14) i drugih meteoroloških elemenata.



Slika 3.14 Frontalna inverzija

3.7 UTICAJ TOPLOTE I TEMPERATURNOG REŽIMA NA BILJNI SVET

Toplota predstavlja jedan od najvažnijih ekoloških činilaca. Ona je neophodna biljci tokom celog vegetacionog perioda i reguliše trajanje i tok svake od fenofaza. Potrebe biljaka za toplotom se veoma razlikuju. Termofilne biljke zahtevaju više toplote za normalan rast i razviće od drugih biljaka koje su otpornije na niže, ali i osetljivije na više temperature.

Temperatura biljke zavisi u prvom redu od temperature okolne sredine. Kada se govori o toplotnim uslovima sredine obično se misli na temperaturni režim vazduha. Međutim, veoma je važno poznavati i temperaturu zemljišta u kome se nalazi korenov sistem. Temperatura korena i ostalih podzemnih organa je veoma bliska temperaturi zemljišta na odgovarajućoj dubini. Kod nadzemnih organa situacija je složenija. Listovi predstavljaju aktivnu apsorpcionu površinu. Pri direktnom Sunčevom zračenju temperatura lista može biti i za desetak stepeni viša od temperature okolnog vazduha, dok pri difuznoj svetlosti listovi najčešće imaju nižu temperaturu od temperature vazduha. Tanki i nežni listovi mnogo brže odreaguju od mesnatih i debelih listova promenom temperature na promenu intenziteta zračenja.

Temperatura zemljišta je od velikog značaja za životnu aktivnost biljaka. Ona utiče na klijanje semena, nicanje biljaka, mikrobiološku aktivnost zemljišta, rast korena i njegovu apsorpcionu moć. Temperatura površinskog sloja zemljišta je jedan od najvažnijih pokazatelja za određivanje vremena setve. Setva jarih kultura se obavlja kada je srednja dnevna temperatura na dubini setve veća od 5°C. Ova vrednost je viša za termofilne biljke i npr. za kukuruz i suncokret iznosi 10°C. U ravničarskom delu naše zemlje srednja dnevna temperatura na dubini setve poraste iznad 5°C obično u drugoj dekadi marta, a iznad 10°C u prvoj dekadi aprila. Sa povećanjem nadmorske visine vreme dostizanja ovih vrednosti temperatura se pomera za nekoliko dana na svakih 100 m nadmorske visine.

Temperatura ima veoma veliki uticaj i na geografski raspored vegetacije. Tokom evolucije biljni svet se adaptirao na delovanje i visokih i niskih temperatura. Gotovo da nema mesta na Zemlji na kojem nema biljnog sveta. Biljke opstaju i u uslovima večitog snega i leda. Prema geografskoj rasprostranjenosti i prilagođenosti na određene klimatske uslove biljke su podeljene u sledeće grupe: megatermi (biljke toplih i vlažnih tropskih krajeva), kserofite (biljke toplih i suvih krajeva), mikrotermi (biljke umereno hladnog pojasa) i hekistotermi (biljke polarnih i alpskih planinskih predela).

3.7.1 Temperaturne sume

Za praktične potrebe u poljoprivredi, naročito pri agroklimatskoj rejonizaciji, umesto količine toplote neophodne za normalan rast i razvoj biljke, najčešće se koriste temperaturne sume bez obzira na mnoge manjkavosti ovog metoda.

Najniža temperatura pri kojoj biljka započinje određenu fazu razvića naziva se **biološki minimum** ili **biološka nula. Temperaturna suma** predstavlja zbir srednjih dnevnih temperatura vazduha koje su veće od biološke nule. Temperaturne sume se računaju za ceo vegetacioni period ili neku od fenofaza. Početak rasta i razvića ne odvija se pri istoj temperaturi za sve biljke. U tabeli 3.2 date se vrednosti bioloških minimuma, odnosno temperatura na kojima različite poljoprivredne kulture započinju vegataciju. Ako vrednost temperature padne ispod biološkog minimuma nastupa zastoj u ra-

Tabela 3.2 Biološki minimum temperature za neke gajene biljke

Biljka	Biološki minimum (°C)	Biljka	Biološki minimum (°C)
ječam, ovas,raž, pšenica	4 - 5	orah	5
proso, kukuruz	10 - 11	jagoda, ribizla kajsija, breskva	6
suncokret	7 - 8	trešnja, višnja, šljiva, kruška, malina, kupina, leska	7
lan, bob	5 - 6	jabuka	8
pirinač, pamuk, kikiriki	14 - 15	vinova loza	10
soja	10 - 11		
grašak, sočivo	4 - 5		
pasulj	12 - 13		
slačica, repa, konoplja	2 - 3		

stu i razviću biljke. Temperature iznad biološkog minimuma nazivaju se **aktivne temperature. Efektivne temperature** predstavljaju aktivne temperature umanjene za vrednost biološkog minimuma. Na osnovnu vrednosti suma aktivnih ili efektivnih temperatura može se odrediti agroklimatski potencijal određene oblasti, kao i visinska granica za uspešno gajenje pojedinih poljoprivrednih kultura. Takođe, temperaturne sume se mogu koristiti i u fenološkim prognozama, kojima se određuje verovatni datum nastupanja određene faze razvića.

3.7.2 Uticaj temperature na životne funkcije biljaka

Svi fiziološki i biohemijski procesi u biljci odvijaju se samo u određenim granicama temperature. Normalna životna aktivnost biljaka vezana je uglavnom za interval temperature između 0 i 45°C. Većina fizioloških procesa se zaustavlja na temperaturama nižim od -10°C. Seme je najotporniji deo biljke i može da podnese veoma niske temperature, čak i -100°C, pa i niže.

Kritične vrednosti ekolosških faktora u okviru kojih se odvijaju osnovni fiziolosški procesi nazivaju se kardinalne tačke[6]: Postoje tri kardinalne tačke: minimum, optimum i maksimum. Minimum i maksimum su kritične temperature ispod, odnosno iznad kojih dolazi do prekida fiziološkog procesa. Optimum je vrednost ekološkog faktora pri kojoj se dati proces odvija najintenzivnije. Vrednosti kardinalnih tačaka se razlikuju za različite biljne vrste, sorte, organe i tkiva, kao i za različite fenofaze u toku vegetacionog perioda. Ako je jedan od neophodnih činilaca ispod minimuma, a svi ostali u optimumu, ne postoje povoljni uslovi za normalan rast i razviće biljke.

Fotosinteza biljaka umerene zone započinje na temperaturama oko 0°C. Optimalna temperatura za odvijanje procesa fotosinteze je između 20 i 30°C, a maksimum temperature za proces fotosinteze se kreće između 45 i 50°C. Niske temperature usporavaju proces, jer se smanjuje promet vode i u njoj rastvorenih materija, kao i apsorpcija ugljen-dioksida.

Disimilacija se odvija u nešto širem opsegu temperatura. Intenzitet disanja raste sa porastom temperature do optimuma, koji se kreće između 35 i 40°C. Disanje se odvija i na temperaturama ispod 0°C, ali sa minimalnim intenzitetom. Maksimalne temperature pri kojima je moguće disanje su od 45 do 55°C.

Akumulacija organskih materija u tkivu biljaka zavisi u najvećoj meri od dnevnog hoda temperature vazduha. Relativno visoke temperature tokom dana i relativno niske temperature tokom noći doprinose da akumulacija organskih jedinjenja u biljci raste, dok tokom hladnih dana i toplih noći opada. U slučaju niskih dnevnih temperatura intenzitet fotosinteze je smanjen, a time i produkcija organskih materija, dok tokom toplih noći intenzitet disanja raste, pa je zbog toga utrošak organskih materija veći.

Transpiracija[7] se povećava sa porastom temperature vazduha. U klimatskim uslovima umerenog pojasa stome su noću zatvorene a danju otvorene. Stepen otvorenosti stoma, osim od temperature vazduha, zavisi i od intenziteta svetlosti, vlažnosti vazduha i zemljišta i koncentracije ugljen-dioksida. Kada biljka oskudeva u vodi, bilo zbog intenzivne transpiracije ili nedostatka

(6) kardinalan (lat cardinalis) - glavni, osnovni, najznačajniji.
(7) transpiracija (nlat. transspiratio-isparavanje) - gubitak vode iz biljke difuzijom vodene pare u atmosferu kroz stome na lišću biljaka.

zemljišne vlage, stome se zatvaraju i danju. To stanje ne može da potraje dugo, jer tada ne prestaje samo transpiracija, već i proces fotosinteze. Stomin aparat funkcioniše samo do temperatura između 35 i 40°C. Pri višim temperaturama stome se ne zatvaraju, biljka ubrzano gubi vodu transpiracijom i ako ovakvo stanje potraje, dolazi do uvenuća.

Apsorpcija hranjivih materija iz zemljišta, takođe zavisi od temperature. Početno usvajanje vode i mineralnih elemenata, kao i njihovo kretanje kroz koren i nadzemne delove biljke povećava se sa porastom temperature do optimalne vrednosti. Daljim porastom temperature apsorpcija hranjivih materija se smanjuje.

3.7.3 Uticaj visokih temperatura na vegetaciju

Visoke temperature nepovoljno deluju na biljke, posebno što su najčešće praćene i nedostatkom vode, pa istovremeno negativno dejstvo ova dva ekološka činioca može da ima veoma štetne posledice.

Intenzitet disimilacije raste sa porastom temperature, potrošnja ugljenih hidrata se povećava, što iscrpljuje naročito mlade biljke, čiji nedovoljno razvijen korenov sistem u tim uslovima nije u stanju da snabdeva biljku sa dovoljno vode i mineralnih materija. Visoke temperature nepovoljno se odražavaju i na vodni bilans biljke, zbog povećane transpiracije i otežanog snabdevanja vodom. Treba naglasiti da je temperatura same biljke znatno veća od temperature vazduha tokom toplih dana. Visoke temperature mogu da prouzrokuju sagorevanje hlorofila i žućenje lišća. Ako se jave u vreme cvetanja, mogu da dovedu i do nepotpunog oprašivanja, a u vreme sazrevanja plodova do prevremenog zrenja. Visoke temperature uz nisku relativnu vlažnost mogu da uzrokuju i pojavu ožegotina na plodovima, lišću i mladarima voćaka. Na temperaturama iznad 50°C dolazi do koagulacije belančevina i uginuća biljaka.

Biljke koje su izložene stalnom delovanju visokih temperatura tokom evolucije su se adaptirale na takve toplotne uslove okoline. Pored transpiracije koja predstavlja osnovni način zaštite od prekomernog zagrejavanja, biljke se štite od pregrejavanja i na druge načine: vertikalnom orijentacijom listova koji su najčešće tanki i sa dlačicama, zatim izolacijom osetljivih tkiva slojem drugih, otpornijih tkiva, kao i većim sadržajem ugljenih hidrata a manjim sadržajem vode, itd.

Negativan efekat visokih temperatura može da se smanji primenom agrotehničkih mera kao što su npr. navodnjavanje i pravilna upotreba veštačkih đubriva.

3.7.4 Uticaj niskih temperatura na vegetaciju

Otpornost biljaka na niske temperature podrazumeva ne samo otpornost na temperature ispod 0°C (**otpornost biljaka na mraz**), već i otpornost na niske pozitivne temperature koje pojedine biljke slabo podnose (**otpornost biljaka na hladnoću**).

Otpornost biljka na hladnoću u prvom redu zavisi od biljne vrste. Tako npr. biljka kakao može da strada već na temperaturi od +8°C, duvan i tikva na temperaturama između +2 i 5°C, a pamuk na temperaturama između +1 i 3°C. Niske pozitivne temperature mogu biti kritične i za kukuruz, krastavac, pasulj i plavi paradajz. Jedan od prvih znakova oštećenja kod biljaka neotpornih na hladnoću je uvelost do koje dolazi zbog narušenog vodnog i energetskog bilansa. Promene do kojih dolazi pri negativnom dejstvu niskih pozitivnih temperatura su metaboličke prirode, dok pri negativnim temperaturama pored ovih promena može doći i do mehaničkog oštećenja biljke zbog kristalizacije vode.

Biljke viših geografskih širina prilagodile su se dejstvu niskih temperatura koje se javljaju u zimskom delu godine. U tom periodu životne funkcije biljaka svedene su na neophodni minimum, a i na mnoge druge načine biljke se štite od negativnog delovanja temperatura ispod 0°C. Može se reći da biljke počinju sa pripremom za niske zimske temperature još u toku leta, kada su još u fazi rasta i razvića. Biljke koje na vreme završe rastenje i razviće spremnije su za kaljenje i period mirovanja.

Kaljenje je kompleksan proces u kome ozimi usevi, voćke i vinova loza stiču otpornost prema niskim temperaturama prolazeći kroz dve faze. Prva faza traje oko petnaestak dana i u njoj dolazi do povećanja sadržaja šećera i drugih zaštitnih materija u ćelijama. Pogoduju joj sunčani dani sa temperaturama iznad 0°C. Druga faza traje od pet do sedam dana, odvija se na temperaturama ispod 0°C i sastoji se u delimičnoj dehidraciji ćelija. Štetno dejstvo nepovoljnih toplotnih uslova tokom hladnijeg dela godine će biti svedeno na minimum za biljke koje su se dobro pripremile i stekle maksimalnu otpornost u predzimskom i početnom zimskom periodu. Nepovoljni uslovi za kaljenje nastupaju posle vla-

žnog, kratkog i hladnog leta i vlažne i tople jeseni.

Vremenske pojave vezane za niske negativne temperature mogu prouzrokovati različita oštećenja biljaka: izmrzavanje, oštećenja usled formiranja ledene kore, uginuće pod visokim snežnim pokrivačem, oštećenja od zimske suše, itd. Mrazevi (temperatura vazduha ispod 0°C) nanose najveće i najčešće štete biljkama. Ledena kora se obično javlja pri kraju zimskog perioda, kada posle otopljenja nastupi nagli pad temperature. Ledena kora mehanički oštećuje useve i pojačava dejstvo niskih temperatura. Zimi, a posebno u rano proleće, biljke mogu dospeti u stanje fiziološke suše. To se dešava kada je zemljište zamrznuto, pa je voda nedostupna biljkama čije potrebe za vodom rastu početkom proleća sa povećanim intenzitetom i trajanjem Sunčevog zračenja.

Zimski mrazevi mogu prouzrokovati različita oštećenja biljaka u zavisnosti od intenziteta, trajanja i visine snežnog pokrivača. Oštećenja ozimih useva nastupaju kada je temperatura zemljišta na dubini čvora bokorenja niža od neke kritične vrednosti, koja zavisi od biljne vrste i uglavnom se kreće u intervalu od -10°C do -30°C. Od ozimih žita, najotpornija je raž, a najosetljiviji ječam. Niske temperature mogu izazvati oštećenja voćaka i vinove loze. Različiti organi drvenastih biljka imaju i različitu otpornost prema mrazu. Koren je osetljiviji od nadzemnih delova voćaka i vinove loze. Temperatura izmrzavanja korena se kreće od -7°C kod vinove loze do -5°C kod jabuke i višnje, dok apsorpcione žilice, najosetljiviji delovi korenove mreže, stradaju već pri temperaturi od -3°C. Lisni pupoljci su otporniji na mraz od cvetnih. Do izmrzavanja pupoljaka kod osetljivijih voćaka i vinove loze dolazi već na temperaturama od oko -20°C. Jaki mrazevi mogu prouzrokovati pucanje kore i pojavu pukotina na stablu voćaka.

3.7.5 Prolećni i jesenji mrazevi

Mraz je uobičajena vremenska pojava u umerenim širinama tokom zime. Ukoliko temperature nisu jako niske i pogotovo ako je prisutan snežni pokrivač, zimski mrazevi ne predstavljaju nepovoljnu vremensku pojavu za biljni svet. Međutim, ukoliko se mrazevi jave na početku ili na kraju hladnog perioda mogu biti veoma štetni. Stepen oštećenja zavisi od intenziteta i trajanja mraza, kao i od starosti, stanja i faze razvića biljke.

Rani jesenji mrazevi javljaju se na početku hladnog perioda i u našim klimatskim uslovima nanose manje štete od **kasnih prolećnih mrazeva**, koji se javljaju na kraju hladnog perioda, kada biljke započinju intenzivno da rastu i da se razvijaju. U jesen najveći broj jednogodišnjih biljaka završi razviće pre pojave prvih mrazeva, dok su ozimi usevi i višegodišnje biljke već započeli pripremu za zimsko mirovanje.

Podela prolećnih i jesenjih mrazeva prema intenzitetu na slabe, umerene i jake, izvršena je na osnovu štete koju nanose biljkama. Umereni mrazevi uglavnom izazivaju delimična, a jaki mrazevi potpuna, oštećenja cvetova i lišća. Za umerene geografske širine važi sledeća podela:

- *slab mraz* - temperatura vazduha od -0,1 do -2,0°C;
- *umereni mraz* - temperatura vazduha od -2,1 do -4,0°C;
- *jak mraz* - temperatura niža od -4,0°C.

Prema uzrocima nastanka mrazevi se mogu podeliti na advektivne i radijacione.

Advektivni mrazevi se javljaju pri prodoru hladnih vazdušnih masa i ne zavise mnogo od lokalnih uslova. Zahvataju veću teritoriju, pad temperature je prisutan u debljem sloju prizemnog vazduha i mogu potrajati po nekoliko dana.

Radijacioni mrazevi su uslovljeni lokalnim uslovima i nastaju zbog jakog hlađenja zemljine površine. Pad temperature je obično prisutan u tanjem sloju prizemnog vazduha, tako da je često temperatura vazduha u meteorološkom zaklonu na 2 m visine viša i za nekoliko stepeni od temperature vazduha neposredno iznad površine zemlje. Trajanje radijacionih mrazeva je kraće od trajanja advektivnih mrazeva. Radijacioni mrazevi se javljaju najčešće tokom tihih i vedrih noći, a prestaju u jutarnjim časovima, po izlasku Sunca. Njihov intenzitet zavisi od reljefa, vlažnosti vazduha i zemljišta i drugih lokalnih uslova.

Često su jesenji i prolećni mrazevi mešovitog tipa i nastaju kao posledica oba fizička procesa, i advekcije i radijacije. Javljaju se pri relativno visokim srednjim dnevnim temperaturama, u slučajevima kada tokom noći dođe do prodora hladnog vazduha. Pojava i intenzitet advektivno-radijacionih, kao i radijacionih mrazeva zavisi u velikoj meri od lokalnih uslova.

Opasnost od mraza je najveća u kotlinama i dolinama, gde zbog slivanja hladnog vazduha niz padine, dolazi do stvaranja "jezera hladnog vazduha". Jezera hladnog vazduha mogu nastati i na ravnom ili blago zatalasanom terenu, ukoliko postoje prepreke na putu hlad-

nog vazduha koje sprečavaju njegovo oticanje. Prepreke mogu biti različite: drveće, žbunje, nasipi, zgrade, ograde, itd.

Prisustvo oblaka i povećana vlažnost vazduha smanjuju opasnost od mraza. Zbog veće apsorpcije Zemljinog zračenja od strane vodene pare i oblačnih kapljica i većeg kontrazračenja atmosfere, povećava se temperatura prizemnog sloja vazduha. Pri većoj vlažnosti vazduha može doći i do obrazovanja rose, pri čemu se oslobađa latentna toplota kondenzacije i znatno smanjuje verovatnoća pojave mraza. Vetar takođe sprečava pojavu mraza, jer se zbog mešanja hladnog vazduha u prizemlju sa toplijim vazduhom iznad, razbija prizemna inverzija temperature.

Pojava mraza zavisi i od tipa i stanja zemljišta. Verovatnoća pojave mraza veća je iznad svetlih nego iznad tamnih zemljišta, jer tamna zemljišta apsorbuju tokom dana više toplote. Uslovi za pojavu mraza su povoljniji kada je zemljište vlažno, jer ono tada ima veću specifičnu toplotu, a deo apsorbovane toplote se troši i na isparavanje. Zbog toga se vlažno zemljište tokom dana manje zagreva nego suvo, tako da su tokom noći temperature vlažnog tla i višeležećeg vazduha niže, a verovatnoća pojave mraza veća. Ako je tlo pod biljnim pokrivačem, tada se povećava ukupno isparavanje, pa je i mogućnost pojave mraza još veća. Površinski sloj rastresitih zemljišta brže se hladi izračivanjem nego što je to slučaj kod sabijenih zemljišta, zbog prekida priliva toplote iz dubljih slojeva. Iz tog razloga je verovatnoća pojave mraza veća iznad obrađenog nego iznad neobrađenog zemljišta.

Prolećni, kao i jesenji mrazevi mogu znatno oštetiti poljske, povrtarske i voćarske kulture. Otpornost poljoprivrednih kultura prema mrazu je veoma različita. Neke od njih uopšte ne podnose niske temperature (npr. krastavac, paradajz i pasulj), dok druge mogu podneti i jake mrazeve. Jedna ista biljna vrsta ima različitu otpornost prema mrazu u zavisnosti od sorte, starosti, prethodnih uslova rasta, stepena kaljenja, stadijuma i faze razvića, intenziteta i trajanja mraza.

Prolećni mrazevi mogu naneti veliku štetu voćkama u periodu otvaranja pupoljaka i cvetanja. Novoformirani biljni organi - cvet, zametnut plod i mladari su veoma osetljivi na niske temperature u proleće. Najotporniji na mraz su neotvoreni cvetovi, a najosetljiviji tek zametnuti plodovi. Cvetanje voćaka je obično postepeno, tako da ne izmrzavaju istovremeno svi cvetovi, već ih mraz manje ili više proredi. Najveću opasnost predstavljaju jaki mrazevi, koji se često javljaju ili dovoljno dugo traju i pri kojima dolazi do istovremenog izmrzavanja cvetnih pupoljaka i otvorenih cvetova, kao i zametnutih plodova. Mladi lastari vinove loze su takođe veoma osetljivi na prolećne mrazeve.

Jesenji mrazevi, ako se jave rano, mogu oštetiti rodne pupoljke, nezdrvenjene priraste i plodove poznih sorti, i omesti pripremu voćaka i vinove loze za prezimljavanje.

Pri agroklimatskoj rejonizaciji i određivanju mikroklimatskih uslova nekog područja veoma je značajno odrediti režim mrazeva. Stepen ugroženosti određene teritorije mrazom dobijamo na osnovu poznavanja čestine pojave mrazeva određenog intenziteta i trajanja, srednjih datuma pojave kasnih proletnjih i ranih jesenjih mrazeva, kao i verovatnoće pojave mraza u kritičnim fazama razvića biljaka.

3.7.6 Mere zaštite od mraza

Mere zaštite od mraza mogu biti direktne i indirektne.

Indirektne mere se preduzimaju znatno pre pojave mraza i njima se ne utiče direktno na pojavu i intenzitet mraza. U indirektne mere zaštite od mraza se ubrajaju: izbor lokacije (treba birati položaje gde je minimalna opasnost od nastanka radijacionih mrazeva); pomeranje vremena setve i sadnje (na osnovu poznavanja dužine bezmraznog perioda i trajanja vegetacije); izbor sorti (npr. tamo gde postoji opasnost od prolećnih mrazeva biraju se kasnocvetajuće sorte voćaka); pravilna obrada zemljišta (u periodima kada postoji opasnost od mraza zemljište se ne obrađuje).

Direktne mere se preduzimaju radi sprečavanja ili smanjenja štetnog uticaja mrazeva. Zasnivaju se uglavnom na tri principa: čuvanju toplote, dodavanju toplote ili mešanju vazduha. U direktne mere spada: pokrivanje biljaka, zadimljavanje, zamagljivanje, zagrevanje, mešanje vazduha, navodnjavanje i orošavanje biljaka.

Pokrivanje biljaka se najčešće koristi kod zaštite povrća i cveća od mraza. Za pokrivanje se mogu koristiti različiti materijali: slama, šaša, lišće, granje, tkanine, karton, novine, plastične folije i dr.

Zadimljavanje je najstarija mera u zaštiti od mraza. Paljenjem različitih materijala npr. starih automobilskih guma, drveta, stajskog đubriva, vlažne slame i lišća, uz dodatak katrana, pravi se dimna zavesa, koja štiti zemljište i biljke od velikog gubitka toplote. Osim što se

ovom merom sprečava izračivanje, ognjišta direktno zagrevaju vazduh, a na česticama dima dolazi do kondenzacije koja je praćena oslobađanjem latentne toplote. Da bi ova metoda bila efikasna potrebno je postaviti oko pedesetak ognjišta po hektaru. U slučaju da postoji opasnost od mraza, ognjišta se pale kada se temperatura spusti na 3-4°C i moraju se održavati sve do izlaska Sunca.

Zamagljivanje smanjuje gubitak toplote izračivanjem. Veštačka magla se može stvoriti rasprskavanjem raznih hemijskih jedinjenja posebnim aparatima ili poljoprivrednim avionima.

Zagrevanje prizemnog sloja vazduha je jedna od najsigurnijh mera u borbi protiv mraza. Novija istraživanja su pokazala da efekat koji proizvodi zadimnjavanje nije tako značajan kao što se ranije smatralo, pa se uglavnom više ne koriste peći koje stvaraju gust, crn dim koji zagađuje okolinu, već peći koje koriste različite vrste goriva, koja dobro gore, daju dosta toplote, bez mnogo dima i čađi. Ove peći različitih konstrukcija najviše se koriste u voćnjacima i vinogradima. U toku tihih i vedrih noći kada najčešće dolazi do inverzije temperature u prizemlju, paljenjem peći dolazi do povećanja temperature u prvom redu zbog konvektivnih strujanja i mešanja vazduha, a zatim i zbog provođenja i zračenja toplote od peći ka okolnom vazduhu. Mnogo je efikasnije postaviti više manjih, pravilno raspoređenih peći, nego nekoliko velikih. Velikim pećima postiže se tzv. "efekat dimnjaka", jer snažne konvektivne struje probijaju gornju granicu inverzije i topao vazduh brzo napušta prizemni sloj vazduha i odlazi u slobodnu atmosferu.

Mešanje hladnijeg vazduha u prizemlju i toplijeg vazduha iznad može sprečiti ili smanjiti štetni uticaj mrazeva. Za to se koriste specijalni uređaji tzv. mašine za vetar. To su propeleri koji se postavljaju na desetak metara visine, a pokreću ih električni, benzinski ili dizel motori. Umesto ovih uređaja mogu se koristiti i helikopteri, ali njihova upotreba je dosta skupa, jer treba obaviti više preletanja u toku noći u kojima preti opasnost od mraza.

Navodnjavanje takođe može ublažiti štetan uticaj mrazeva. Kada postoji opasnost od mraza, ukoliko postoje mogućnosti za to, voćnjaci i vinogradi se natapaju vodom. Tada se površina tla sporije hladi, jer voda ima veći toplotni kapacitet od zemljišta, a takođe, zbog bolje toplotne provodljivosti vlažnog tla, veći je dotok toplote iz dubljih slojeva zemljišta. Usled povećanog ispravanja, povećava se i vlažnost vazduha što takođe smanjuje opasnost od mraza.

Sve gore navedene mere se uglavnom primenjuju u zaštiti od radijacionih mrazeva, međutim one su veoma neefikasne kada su u pitanju advektivni mrazevi. Najefikasnija mera kada voćkama preti opasnost od hladnog vazduha koji donosi vetar je *orošavanje biljaka*. Vodom se prskaju grane i pupoljci, oko kojih se formira tanka kora leda. Pri mržnjenju vode oslobađa se latentna toplota, koja povećava temperaturu biljke, ali ne i temperaturu okolnog vazduha. Dok god traje prskanje, temperatura leda tj. štićenih delova biljke je oko 0°C. Treba voditi računa da se grane ne opterete prevelikom količinom leda, jer može doći do njihovog lomljenja.

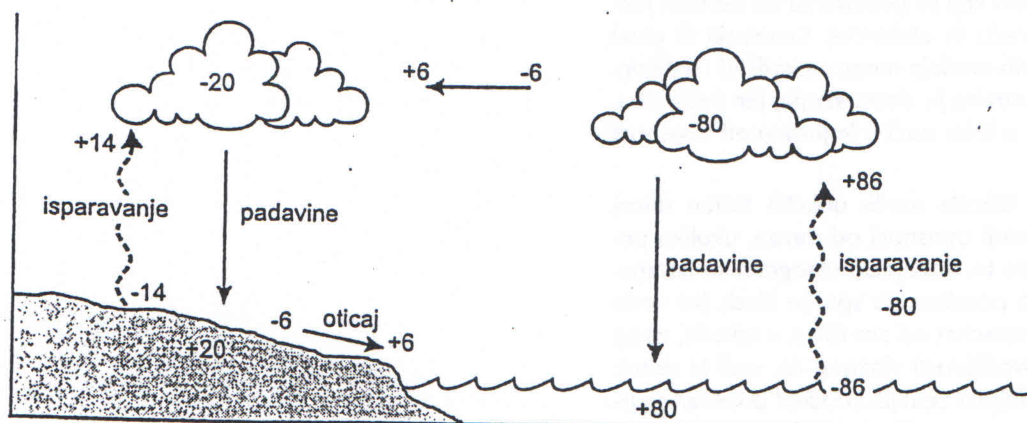
4 VODA U SISTEMU ZEMLJA-ATMOSFERA

Prisustvo vode u sistemu Zemlja-atmosfera od posebnog je značaja za zbivanja u atmosferi, jer voda zbog svojih fizičkih i hemijskih osobina značajno utiče na energetsko i toplotno stanje atmosfere. Kao jedan od gasova staklene bašte, vodena para selektivnom apsorpcijom znatno utiče na bilans zračenja i zagrevanje atmosfere i Zemljine površine. Zbog velike specifične toplote vode, okeani i mora apsorbuju i odaju velike količine toplote uz male promene temperature. Pri faznim prelascima vode troše se ili oslobađaju velike količine toplote. Usled promena agregatnog stanja vode u atmosferi dolazi i do obrazovanja oblaka i hidrometeora, a takođe i do pojave fotometeora i elektrometeora.

4.1 KRUŽENJE VODE U PRIRODI

Kruženje vode u prirodi je neprekidan proces, u kome učestvuju ogromne količine vode u čvrstom, tečnom i gasovitom stanju. Započinje tako što voda sa Zemljine površine, zagrejana apsorpcijom Sunčevog zračenja, isparava. Vodena para koja isparavanjem dospe u atmosferu, pri određenim meteorološkim uslovima, prelazi u tečno ili čvrsto stanje, pa dolazi do formiranja oblaka. Izlučivanjem padavina isparena voda se vraća na površinu Zemlje i počinje ponovo da isparava.

Kruženje vode u sistemu Zemlja-atmosfera naziva se **hidrološki ciklus.** Na slici 4.1 su prikazane osnovne komponente hidrološkog ciklusa. Najviše vode isparava sa površine okeana koji prekriva nešto više od 2/3 Zemljine površine. Voda takođe isparava i sa kopna, sa vodenih površina koje se tamo nalaze (jezera i reke), kao i sa samog tla. Voda isparava sa vlažnog zemljišta, zemljišta prekrivenog snegom, kao i sa biljnog pokrivača u procesu transpiracije. Vodena para se najčešće ne zadržava iznad izvorišne oblasti, već vazdušnim strujanjima biva transportovana u druge oblasti, ponekad i veoma udaljene. Padavinama koje se izluče iznad okeana direktno se nadoknadi deo prethodno isparene vode. Padavine koje se izluče iznad kopna jednim delom se zadržavaju u porama zemljišta ili na biljnom pokrivaču, a ostatak se površinskim i podzemnim vodama vraća u glavni izvor - mora i okeane. Prosečno zadržavanje molekula vodene pare u atmosferi iznosi oko osam dana.

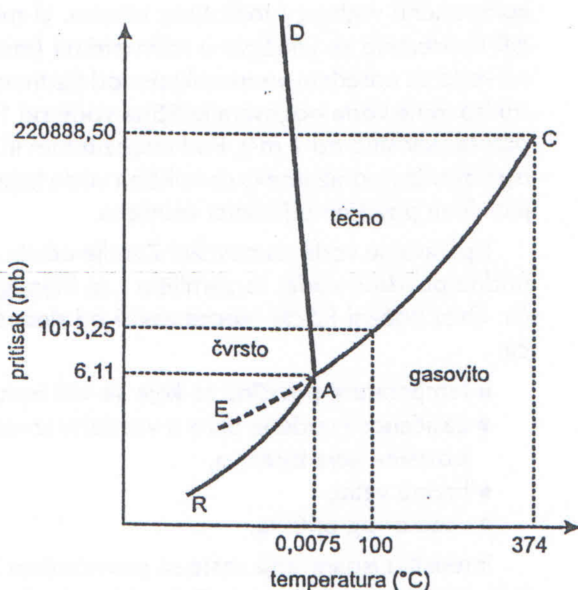


Slika 4.1 Šematski prikaz hidrološkog ciklusa (prikazane vrednosti predstavljaju procentualni udeo u ukupnoj srednjoj godišnjoj sumi padavina) (Oke, 1983.)

4.2 PROMENE AGREGATNIH STANJA VODE

Voda se i u prirodnim uslovima može naći u sva tri agregatna stanja (slika 4.2). Dijagram je podeljen na tri jednofazne oblasti: led, vodu i paru. Oblasti su razdvojene linijama koje spajaju tačke u kojima mogu postojati dve faze u ravnoteži.

Kriva AC deli tečnu od gasovite faze i predstavlja krivu maksimalnog napona vodene pare iznad tečne vode. Za datu temperaturu postoji samo jedna vrednost pritiska vodene pare na kome je vodena para u ravnoteži sa tečnom vodom. Tačka C predstavlja kritičnu tačku iza koje se ne razlikuje tečna od gasovite faze.



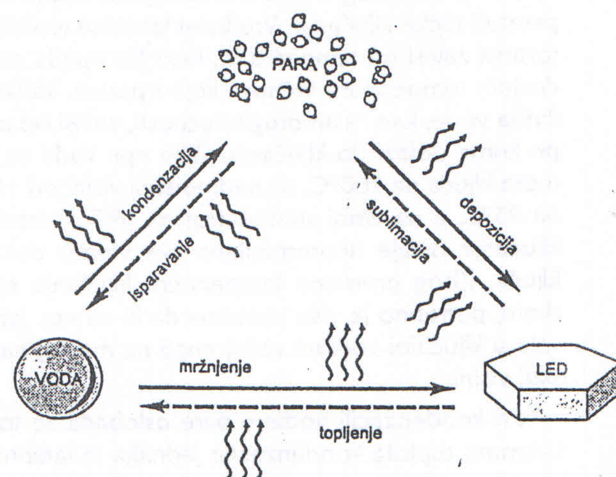
Slika 4.2 Agregatna stanja vode u zavisnosti od pritiska i temperature

Kriva AD razdavaja čvrstu od tečne faze i pokazuje kako se tačka mržnjenja menja sa promenom pritiska. Temperatura topljenja leda odnosno mržnjenja vode, snižava se sa povećanjem pritiska, što predstavlja jednu od anomalnih osobina vode. Kriva AB razdvaja čvrstu od gasovite faze i predstavlja krivu maksimalnog napona vodene pare iznad leda. Voda može imati temperaturu ispod tačke mržnjenja, a da se i dalje nalazi u tečnom stanju. Kriva AE predstavlja krivu maksimalnog napona vodene pare iznad prehlađene vode koji je, treba naglasiti, viši od maksimalnog napona vodene pare iznad leda.

U tački A, koja se naziva trojna tačka, sve tri faze su u ravnoteži. Vrednost pritiska i temperature u tački A iznose 6,11 mb i 0,0075°C. Ako se i malo promeni vrednost pritiska ili temperature, jedna od faza iščezava. Trojna tačka nije identična sa tačkom topljenja, koja je jednaka 0°C i koja se definiše kao temperatura na kojoj se led pri normalnom atmosferskom pritisku (1013,3 mb) topi.

Na slici 4.3 dat je šematski prikaz faznih prelazaka vode. Pri procesima koji su na slici obeleženi isprekidanim linijama toplota se troši - oduzima okolini. To su: **topljenje** - prelazak vode iz čvrstog u tečno agregatno stanje, **isparavanje** - prelazak vode iz tečnog u gasovito agregatno stanje i **sublimacija** - neposredan prelazak vode iz čvrstog u gasovito agregatno stanje. Pri procesima koji imaju suprotan smer i koji su na slici obeleženi punim linijama, toplota se oslobađa - dodaje okolini. To su: **kondenzacija** - prelazak vode iz gasovitog u tečno agregatno stanje, **mržnjenje** - prelazak vode iz tečnog u čvrsto agregatno stanje i **depozicija** - direktan prelazak vode iz gasovitog u čvrsto agregatno stanje. Često se u literaturi za prelaz iz gasovitog u čvrsto agregatno stanje, umesto naziva depozicija, koristi isti naziv sublimacija kao i za obrnut proces prelaza iz čvrstog u gasovito stanje.

Da bi se led otopio, prešao iz čvrstog u tečno stanje, potrebna je izvesna količina toplote koja ga zagrejati do određene temperature - **tačke topljenja**, koja je, kao što je već rečeno, jednaka 0°C pri normalnom pritisku. Ta toplota se naziva **latentna toplota topljenja** i brojno je jednaka količini toplote koju treba utrošiti da bi jedinična masa vode prešla iz čvrstog u tečno stanje



Slika 4.3 Fazni prelazi vode

na temperaturi tačke topljenja. Ako se ledu dovodi toplota, njegova temperatura se neće menjati sve dok se sav led ne otopi. Zbog toga se npr. tečnost u koju dodamo led hladi, jer sve dok se sav led ne istopi, toplota koju tečnost preda ledu se ne koristi za rast njegove temperature, već za topljenje tj. promenu unutrašnje strukture. Toplota oduzeta od okoline se ugrađuje u međumolekularne veze i zato se naziva latentna (skrivena) toplota. Ova toplota se oslobađa, vraća okolini pri suprotnom procesu - prelasku vode iz tečnog u čvrsto stanje. Latentna toplota topljenja leda na temperaturi 0°C iznosi 0,33 MJ/kg.

Mržnjenje vode započinje na istoj temperaturi na kojoj led počinje da se topi. Dok se sva voda ne zaledi, njena temperatura se ne menja. Dakle, **tačka mržnjenja** je jednaka tački topljenja, a **latentna toplota mržnjenja** je jednaka latentnoj toploti topljenja i definiše se na sličan način.

Isparavanje vode vrši se na svim temperaturama. Molekuli vode koji imaju dovoljnu brzinu da savladaju kohezione[1] sile napuštaju površinu tečnosti i taj proces se naziva isparavanje. Istovremeno neki od molekula vodene pare se vraćaju natrag u tečnost i taj proces se naziva kondenzacija. U početku isparavanja više molekula napušta površinu vode nego što se u nju vraća. Pošto tečnost napuštaju najbrži molekuli, prosečna brzina molekula koji ostaju se smanjuje, pa se zbog toga voda koja isparava, hladi. Broj molekula koji napuštaju i onih koji se vraćaju u tečnost se izjednačava u trenutku kada dođe do zasićenja vodene pare u vazduhu.

Latentna toplota isparavanja je brojno jednaka količini toplote koju treba utrošiti da bi jedinična masa vode prešla iz tečnog u gasovito agregatno stanje na temperaturi tačke ključanja. Vrednost latentne toplote isparavanja zavisi od temperature, tako što opada sa povećanjem temperature tečnosti koja isparava. **Tačka ključanja** vode, kao i svih drugih tečnosti, zavisi od pritiska pri kome dolazi do ključanja. Tako npr. voda na nivou mora ključa na 100°C, na nadmorskoj visini od 1500 m na 95°C, a na visini stratopauze na 0°C. Temperatura ključanja ostaje nepromenjena sve vreme dok voda ključa. Zbog promene temperature ključanja sa pritiskom, potrebno je više vremena da bi se npr. jaje skuvalo u ključaloj vodi na većoj nego na manjoj nadmorskoj visini.

Pri kondenzaciji vodene pare oslobađa se toplota. Latentna toplota kondenzacije jednaka je latentnoj toploti isparavanja i za vodu na temperaturi 100°C iznosi 2,25 MJ/kg, a na temperaturi 0°C 2,50 MJ/kg.

[1] kohezija (lat. cohaesio) - privlačna sila između molekula istog tela.

Latentna toplota sublimacije je količina toplote koju treba utrošiti da bi jedinična masa vode prešla direktno iz čvrstog u gasovito agregatno stanje. Brojno je jednaka zbiru latentne toplote topljenja i isparavanja i za temperaturu 0°C iznosi 2,83 MJ/kg. **Latentna toplota depozicije** jednaka je latentnoj toploti sublimacije i definiše se na sličan način.

4.3 ISPARAVANJE VODE

Isparavanje vode predstavlja jednu od osnovnih komponenti vodnog i toplotnog bilansa. U meteorologiji isparavanje se izražava u milimetrima (mm) isparene vode za određeni vremenski period (jednom milimetru isparene vode odgovara količina vode od 1 l koja ispari sa površine od 1 m²). Pod intenzitetom ili brzinom isparavanja podrazumeva se količina vode koja ispari sa jedinične površine u jedinici vremena.

Isparavanje vode na površini Zemlje odvija se sa slobodne površine vode, sa zemljišta i sa biljnog pokrivača. Ovaj složeni fizički proces zavisi od sledećih činilaca:

- temperature površine sa koje se vrši isparavanje,
- zasićenosti vodene pare u vazduhu iznad površine koja isparava,
- brzine vetra,
- vazdušnog pritiska.

Intenzitet isparavanja raste sa povećanjem temperature površine sa koje se vrši isparavanje, jer povećanjem temperature povećava se brzina molekula, pa veći broj njih napušta površinu vode.

Isparavanje je veće što je manja zasićenost vodene pare u vazduhu iznad površine sa koje se vrši isparavanje. Vazduh može da sadrži samo određen broj molekula vodene pare. Količina vodene pare koju vazduh može da primi zavisi od temperature. Što je temperatura viša, neophodan je veći broj molekula vodene pare da bi došlo do zasićenja. To znači da isparavanje zavisi i od temperature vazduha iznad podloge koja isparava. Kada dođe do zasićenja vodene pare u vazduhu proces isparavanja se prekida. U prirodi nema zatvorenih sistema vazduha, pa se stanje zasićenosti relativno brzo narušava zbog mešanja vazduha usled difuzije, horizontalnih i vertikalnih kretanja vazduha.

Isparavanje se, dakle, povećava sa porastom brzine vetra, koji odnosi vodenu paru iznad površine koja isparava. To važi za slučaj kada duva suv vetar koji donosi manje vlažan vazduh. Kada vetar donosi vlažan vazduh, njegov uticaj na isparavanje je zanemarljiv. Na intenzitet isparavanja utiču i vertikalna strujanja vazduha. Konvektivnim, uzlaznim strujanjima vlažan vazduh se iz prizemlja transportuje uvis, dok se silaznim strujanjima suv vazduh spušta iz viših u niže slojeve. Pored jačine vetra, za proces isparavanja važna je i promena njegove brzine sa visinom. Što je veća promena brzine vetra sa visinom, intenzivnija su turbulentna kretanja vazduha, a samim tim i mešanje vazduha, odnosno isparavanje.

Isparavanje zavisi i od vazdušnog pritiska. Pri povećanju pritiska vazduha isparavanje se smanjuje zbog usporavanja procesa molekularne difuzije. S obzirom na to da su promene pritiska vazduha obično male i da je molekularna difuzija najmanje značajna od svih procesa kojima se transportuje vodena para u atmosferi, može se reći da je zavisnost isparavanja od vazdušnog pritiska veoma mala, za neke praktične potrebe i zanemarljiva.

Pored toplotnog stanja podloge sa koje se vrši isparavanje i meteoroloških uslova (relativne vlažnosti vazduha, brzine vetra i vazdušnog pritiska) i neke druge osobine podloge utiču na intenzitet isparavanja. Voda brže isparava, pri ostalim istim uslovima, sa površine slatke nego slane vode, zbog jačih kohezionih sila između molekula vode i soli. Isparavanje vode sa zemljišta i sa i bez vegetacije zavisi pre svega od njegove vlažnosti. Isparavanje sa zemljišta zavisi još i od tipa, hrapavosti i rastresitosti zemljišta, reljefa, ekspozicije terena i blizine podzemnih voda, a isparavanje vode sa biljnog pokrivača zavisi od vrste, stanja i faze razvića biljaka.

4.3.1 Isparavanje sa zemljišta

Isparavanje vode sa zemljišta zavisi, kao što je već rečeno, u prvom redu od sadržaja vlage. Ono je, sa zemljišta koje je zasićeno vodom do punog poljskog vodnog kapaciteta[2], približno jednako isparavanju sa slobodne površine vode pri istim meteorološkim uslovima. To predstavlja najveće moguće isparavanje pri datim uslovima i naziva se potencijalno isparavanje. Ako zemljište nije dovoljno vlažno tada je stvarno isparavanje manje od potencijalnog. Razlika između stvarnog i potencijalnog isparavanja je naročito izražena u pustinjama, a u našim krajevima tokom letnjih suša. Tada su vrednosti potencijalnog isparavanja veoma velike zbog visokih temperatura i velikog deficita vlažnosti vazduha, a vrednosti stvarnog isparavanja izrazito male zbog male količine raspoložive vlage u tlu.

Mehanički sastav i struktura zemljišta takođe utiču na isparavanje. Zemljišta koja su lakšeg mehaničkog sastava (npr. peščana) brže propuštaju vodu do dubljih slojeva, pa je sa njih gubitak vode isparavanjem manji nego sa zemljišta težeg sastava, npr. gline koja više vode zadržava u površinskim slojevima. Isparavanje sa rastresitih zemljišta je manje, jer je kapilarno uzdizanje vode sporije nego u sabijenim zemljištima. Isparavanje je manje i sa ravnih i glatkih površina zemljišta, jer su iznad hrapavih zemljišta jača turbulentna strujanja, a površina sa koje se vrši isparavanje veća. Pošto se tamnija zemljišta više zagrevaju od svetlijih, isparavanje sa njih je veće.

Na isparavanje vode utiče i reljef, kao i ekspozicija terena. Isparavanje je veće na uzvišenjima nego u dolinama, zbog većeg zagrevanja i jačih vetrova. Na južnim stranama je povećano isparavanje, jer su one više izložene Sunčevim zracima.

Isparavnje sa zemljišta povezano je i sa nivoom podzemnih voda. Ono je veće što su izvori podzemnih voda bliži površini. Podzemne vode, koje se nalaze na dovoljno velikoj dubini, ne utiču na isparavanje sa površine zemljišta.

4.3.2 Isparavanje sa biljnog pokrivača

Evapotranspiracija je ukupni gubitak vode sa jedinične površine zemljišta pod biljnim pokrivačem. Evapotranspiracija se satoji od: isparavanja vode sa zemljišta, transpiracije i isparavanja vode sa površine lišća.

Isparavanje vode sa samog zemljišta prekrivenog biljnim pokrivačem manje je nego sa golog zemljišta iz nekoliko razloga: zemljište prekriveno vegetacijom se manje zagreva nego golo zemljište, temperatura prizemnog sloja vazduha iznad vegetacije je niža, vlažnost vazduha veća, a brzina vetra manja nego iznad golog zemljišta. Ovakvi uslovi su naročito izraženi kada se radi o šumskom pokrivaču. Međutim, kada se ispara-

[2] poljski vodni kapacitet - vodna konstanta zemljišta, koja se definiše kao količina vode koja se zadrži u zemljištu posle oticanja gravitacione vode, pošto su prethodno sve pore bile ispunjene vodom.

vanju sa zemljišta doda i transpiracija biljaka i isparavanje vode sa lišća, tada je ukupan gubitak vode sa zemljišta pod vegetacijom znatno veći nego sa golog zemljišta, jer ukupna površina sa koje se vrši isparavanje može da bude i višestruko veća od površine golog zemljišta. Ukupno isparavanje sa zemljišta prekrivenog vegetacijom, u uslovima dovoljne vlažnosti zemljišta, može biti veće i od isparavanja sa slobodne površine vode.

Transpiracija je fiziološki proces isparavanja vode sa površine biljke. Procesi i mehanizmi koji kontrolišu transpiraciju su veoma komplikovani i uključuju interakciju abiotičkih i biotičkih faktora. Od ukupne vode koju biljka korenovim sistemom apsorbuje iz dubljih slojeva zemljišta, samo mali deo se koristi za sintezu organskih materija, dok se najveći deo utroši na transpiraciju. Voda koja učestvuje u transpiraciji služi za transport mineralnih soli i organskih materija u biljci, a samim procesom transpiracije biljka se oslobađa suvišne toplote. Prolazeći kroz tkiva hranjive materije ostaju u biljci, a voda u međućelijskim prostorima prelazi u gasovito stanje. Vodena para dospeva u atmosferu difuzijom uglavnom kroz stome, a manjim delom kroz kutikulu biljaka. U početnim fazama razvića biljaka isparavanje sa zemljišta je obično veće od transpiracije, dok u kasnijim fazama kada se biljna masa uveća, transpiracija postaje veća od direktnog isparavanja sa zemljišta. Krajem vegetacionog perioda isparavanje sa golog zemljišta opet postaje veće od transpiracije.

Intercepcija padavina[3] i isparavanje vode zadržane na lišću biljaka mogu značajno doprineti ukupnoj vrednosti evapotranspiracije, posebno pri visokim temperaturama i smanjenoj vlažnosti zemljišta.

Proces evapotranspiracije zavisi od velikog broja faktora koje možemo svrstati u sledeće grupe:

- *meteorološki faktori* (temperatura zemljišta i prizemnog sloja vazduha, zračenje, relativna vlažnost vazduha, brzina vetra i padavine);
- *pedološki faktori* (mehanički sastav i struktura zemljišta, sadržaj organske materije, boja zemljišta);
- *hidro-pedološki faktori* (dubina podzemnih voda i vodne konstante zemljišta koje određuju fiziološki aktivnu vlagu);
- *agro-biološki faktori* (vrsta i stanje biljnog pokrivača, primenjene agrotehničke mere).

Stvarna evapotranspiracija predstavlja utrošenu količinu vode na transpiraciju i isparavanje u stvarnim vremenskim uslovima i uslovima vlažnosti zemljišta. Maksimalne vrednosti evapotranspiracije dostižu se u uslovima optimalne snabdevenosti biljaka vodom. Mnogi autori prave razliku između maksimalne i potencijalne evapotranspiracije. Pod **maksimalnom evapotranspiracijom** podrazumevaju maksimalan utrošak vode određene biljne vrste u uslovima optimalne vlažnosti zemljišta, a pod **potencijalnom evapotranspiracijom** maksimalnu evapotranspiraciju travnatog pokrivača u punom porastu koji potpuno prekriva zemljište. Potencijalna evapotranspiracija često se u literaturi naziva i **referenta** ili **standard evapotranspiracija.**

4.3.3 Dnevni i godišnji hod isparavanja

Dnevni i godišnji tokovi isparavanja prate dnevne i godišnje hodove temperature površine koja isparava i vazduha iznad. To važi za potencijalno isparavanje, odnosno za isparavanje sa slobodne površine vode i sa zemljišta koje je dovoljno vlažno, pa je stvarno isparavanje približno jednako potencijalnom.

U toku dana isparavanje je najveće između 12 i 16 sati po lokalnom vremenu. Pored najviših temperatura podloge i prizemnog sloja vazduha, u tom periodu je najmanja zasićenost vodene pare u vazduhu, a konvektivna strujanja najintenzivnija. Najmanje isparavanje je tokom noći, minimum je pred zoru kada vrednost isparavanja može biti i 0 mm. U tom periodu često dolazi i do suprotnog procesa - kondenzacije ili sublimacije vodene pare i formiranja rose ili slane na površini tla.

Godišnji hod isparavanja takođe prati godišnji tok temperature, pa se u našim krajevima maksimum javlja u julu i avgustu, a minimum u decembru i januaru.

4.3.4 Određivanje isparavanja i evapotranspiracije

Direktna merenja isparavanja još uvek nisu rešena na zadovoljavajući način, pa se rezultati merenja najčešće ne mogu smatrati reprezentativnim za isparavanje u prirodnim uslovima. Za direktno merenje isparavanja

---

[3] intercepcija (lat. interceptio) - prisvajanje, oduzimanje tuđega. intercepcija padavina - zadržavanje vode na biljnom pokrivaču.

sa zemljišta najčešće se koriste različiti tipovi lizimetara, a za merenje isparavanja sa slobodne površine vode različite vrste isparitelja.

Indirektno određivanje isparavanja i evapotranspiracije vrši se izračunavanjem na osnovu vrednosti drugih meteoroloških elemenata od kojih zavisi isparavanje, a koji se mogu meriti sa većom tačnošću. Takvi meteorološki elementi: su temperatura, vlažnost vazduha vetar, zračenje, itd. Za određivanje isparavanja koriste se i rezultati merenja komponenata vodnog bilansa, kao i rezultati mikrometeoroloških merenja komponenata energetskog bilansa.

Indirektne metode za određivanje isparavanja mogu se podeliti u nekoliko grupa:

- empirijske metode,
- metode vodnog bilansa,
- metode energetskog bilansa,
- aerodinamičke metode,
- kombinovane metode.

Najjednostavnije **empirijske metode** zasnivaju se na funkcionalnoj zavisnosti isparavanja i temperature ili isparavanja i vlažnosti vazduha. Nešto složenije metode uzimaju u obzir i zavisnost isparavanja od Sunčevog zračenja, vlažnosti vazduha, padavina, itd. Postoji veliki broj empirijskih formula, ali nijedna od njih nema univerzalni karakter, već važi samo za ono područje za koje je na osnovu merenja i ustanovljena funkcionalna zavisnost isparavanja i drugih meteoroloških elemenata. Formula Ivanova je jedan od mnogih empirijskih metoda kojom se može izračunati mesečna vrednost potencijalne evapotranspiracije:

$$ET = 0{,}0018\,(t + 25)^2\,(100 - U)\,,$$

gde je: t - srednja mesečna temperatura vazduha,
U - srednja mesečna vrednost relativne vlažnosti vazduha.

Osnova jednačina za izračunavanje isparavanja ili potencijalne evapotranspiracije na osnovu **metode vodnog bilansa** glasi:

$$ET = P + I - R \pm \Delta Q\,,$$

gde je: P - padavine,
I - norma navodnjavanja (ako se vrši navodnjavanje),
R - površinski, podzemni i gravitacioni oticaj,
ΔQ - promena vlažnosti zemljišta.

Metoda energetskog bilansa zasniva se na pretpostavci da postoji ravnoteža između prihoda i rashoda energije na površini Zemlje. Osnovna jednačina za izračunavanje isparavanja na osnovu metode energetskog bilansa je:

$$\lambda E = R_n - G - H\,,$$

gde je: R_n - neto zračenje,
G - fluks[4] toplote u dublje slojeve zemljišta,
H - fluks osetne toplote u atmosferu,
λ - latentna toplota isparavanja.

Metoda aerodinamičkih otpora zasniva se na teorijskom pristupu izračunavanju vrednosti isparavanja i evapotranspiracije. Jednostavnije aerodinamičke jednačine zahtevaju poznavanje samo brzine vetra i napona vodene pare na različitim nivoima, dok kompleksnije jednačine uključuju i niz drugih parametara koji determinišu turbulentni transport vodene pare.

Kombinovane metode predstavljaju spoj aerodinamičke metode i metode bilansa energije. Najčešće korišćena i FAO[5] priznata je **Penman-Montejeva** metoda. Jednačina koja se najviše koristi za izračunavanje dnevnih vrednosti referentne (potencijalne) evapotranspiracije glasi:

$$ET = \frac{0{,}408\,\Delta\,(R_n - G) + \Upsilon \dfrac{900}{T + 273}\,u_2\,(e_s - e_a)}{\Delta + \Upsilon\,(1 + 0{,}34\,u_2)}\,,$$

gde je: R_n - neto zračenje na površini biljke,
G - fluks toplote u dublje slojeve,
Δ - nagib krive zasićenja,
Υ - psihrometarska konstanta,
T - temperatura vazduha na visini 2 m,
u_2 - brzina vetra na visini 2 m,
e_s - maksimalni napon vodene pare,
e_a - stvarni napon vodene pare.

Veoma često nisu na raspolaganju svi meteorološki podaci za izračunavanaje referentne evapotranspiracije po ovoj metodi, posebno vrednosti Sunčevog zračenja, vlažnosti vazduha i brzine vetra. U cilju standardizacije izračunavanja referentne evapotranspiracije i upotrebe jedinstvenog metoda, utvrđeni su postupci za izračunavanje vrednosti vlažnosti vazduha i zračenja na osnovu

[4] fluks (lat. fluxus) - tok, protok.

[5] FAO (Food and Agriculture Organization) - Organizacija Ujedinjenih nacija za hranu i poljoprivredu.

podataka o minimalnim i maksimalnim temperaturama i postupci za procenu brzine vetra.

Stvarna evapotranspiracija može se dobiti na osnovu referentne na različite načine. Za praktične potrebe, recimo za određivanje režima navodnjavanja, stvarna evapotranspiracija se dobija množenjem potencijalne evapotranspiracije i koeficijenta kulture, koji zavisi od faze razvića biljke, osobina zemljišta i meteoroloških uslova.

4.4 VODENA PARA U ATMOSFERI

Vodena para u atmosferi potiče od isparene vode sa vodenih i kopnenih površina. Rasprostire se vazdušnim strujanjima koja predstavljaju dominantan mehanizam transporta vodene pare u atmosferi i difuzijom koja je od daleko manjeg značaja. U vertikalnom pravcu vodena para se uglavnom transportuje konvektivnim strujanjima. Količina vodene pare u vazduhu veoma brzo opada sa visinom, brže u slobodnoj atmosferi nego na planinama gde je vazduh i na visini u direktnom kontaktu sa površinom koja isparava. U inverzionim slojevima može se desiti da sadržaj vodene pare raste sa visinom.

Prisustvo vodene pare u atmosferi čini vazduh vlažnim. Vlažnost vazduha je jedan od najvažnijih meteoroloških elemenata i može se iskazati različitim veličinama. Veličine koje opisuju vlažnost vazduha mogu se svrstati u dve grupe. Prva grupa veličina daje informaciju o sadržaju vodene pare u vazduhu, a druga o stepenu zasićenja vodene pare.

4.4.1 Veličine koje opisuju vlažnost vazduha

Veličine kojima se određuje količina vodene pare u vazduhu su: apsolutna vlažnost vazduha, specifična vlažnost vazduha, odnos smeše i napon vodene pare.

■ APSOLUTNA VLAŽNOST

Apsolutna vlažnost ili gustina vodene pare (a) brojno je jednaka masi vodene pare u jedinici zapremine vazduha. Izražava se u g/m³ ili kg/m³. Ako se delić vazduha uzdiže, njegova zapremina se zbog širenja povećava, tako da vrednost apsolutne vlažnosti opada iako se količina vodene pare u posmatranom deliću vazduha nije promenila. Zbog toga se apsolutna vlažnost i ne koristi često u meteorološkim istraživanjima.

■ SPECIFICNA VLAŽNOST I ODNOS SMEŠE

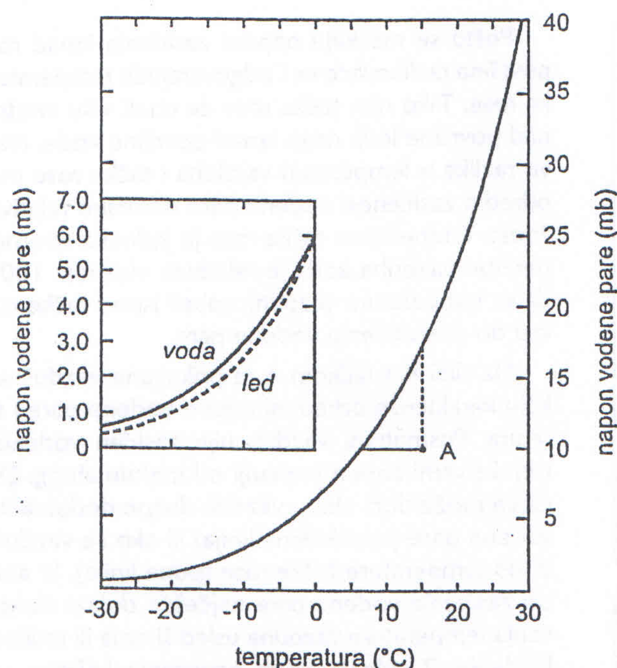
Specifična vlažnost vazduha (q) definiše se kao masa vodene pare u jedinici mase vazduha (ukupne mase suvog vazduha i vodene pare), a **odnos smeše** kao masa vodene pare u jedinici mase suvog vazduha (vazduha bez vodene pare). I jedna i druga veličina najčešće se izražavaju u g/kg. Specifična vlažnost i odnos smeše se ne menjaju pri promeni zapremine delića vazduha, već samo ako se deliću dodaje ili oduzima vodena para. Zbog toga su ove veličine vlažnosti mnogo pogodnije za upotrebu u meteorološkim istraživanjima od apsolutne vlažnosti.

■ NAPON VODENE PARE

Napon ili pritisak vodene pare (e) je parcijalni pritisak vodene pare u smeši gasova koji čine vazduh. Po Daltonovom zakonu ukupni pritisak smeše gasova jednak je zbiru parcijalnih pritisaka gasova koji čine smešu. Tako napon vodene pare predstavlja njen udeo u ukupnom pritisku vazduha. Povećanjem sadržine vodene pare u vazduhu povećava se i njen napon. Stvarni napon vodene pare određuje se direktnim merenjima ili psihrometarskom metodom na osnovu temperature suvog i mokrog termometra. Izražava se u jedinicama za pritisak, najčešće u milibarima (mb).

Maksimalni napon vodene pare (E) predstavlja napon zasićene vodene pare. Vrednost maksimalnog napona govori koliko najviše vodene pare može da sadrži vazduh na određenoj temperaturi. Zasićenje vodene pare nastaje u trenutku kada više nije moguće dovoditi nove količine vodene pare, a da ne dođe do kondenzacije. Ispravno je govoriti o zasićenosti vodene pare, a ne o zasićenosti vazduha vodenom parom, jer po Daltonovom zakonu svaki gas u smeši gasova se ponaša nezavisno od drugih (širi se u drugom gasu kao u praznom prostoru i njegov pritisak ne zavisi od pritiska ostalih gasova). Međutim, u svakodnevnom govoru, pa čak i u naučnim tekstovima, najčešće se govori o zasićenosti vazduha vodenom parom.

Maksimalni napon vodene pare zavisi u prvom redu od temperature. Što je viša temperatura potrebno je prisustvo većeg broja molekula vodene pare da bi došlo do zasićenja. Na slici 4.4 prikazana je zavisnost



Slika 4.4 Zavisnost maksimalnog napona vodena pare i temperature iznad ravne površine čiste vode

maksimalnog napona vodene pare od temperature. Na temperaturama ispod 0°C maksimalni napon vodene pare je veći iznad površine vode nego iznad površine leda (manji grafikon na slici 4.4). Razlika u naponima zasićenja vodene pare je najveća na temperaturi -12°C. Postojanje razlike u naponima zasićenja vodene pare je od presudnog značaja za formiranje padavina u oblacima mešovitog sastava. Još jedan činilac utiče na vrednost maksimalnog napona vodene pare i obrazovanje padavina zakrivljenost vodene površine. Što je ona veća, veći je maksimalni napon vodene pare. To znači da je napon zasićenja vodene pare veći iznad kapljica vode nego iznad ravne površine, kao i iznad manjih nego iznad većih kapljica vode (slika 4.5). Napon zasićenja zavisi i od hemijskog sastava vode, tako da je maksimalani napon vodene pare manji iznad rastvora (npr. morske vode) nego iznad čiste vode.

Veličine koje određuju stepen zasićenosti vodene pare su: relativna vlažnost vazduha, deficit vodene pare i temperatura tačke rose.

RELATIVNA VLAŽNOST VAZDUHA

Relativna vlažnost vazduha (U) definiše se kao odnos stvarnog i maksimalnog sadržaja vodene pare u vazduhu ili kao odnos stvarnog i maksimalnog napona vodene pare. Relativna vlažnost se računa u procentima na osnovu sledećih relacija:

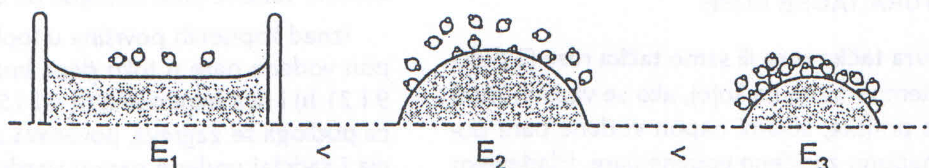
$$U = \frac{q}{q_{max}} \times 100 \quad \text{ili} \quad U = \frac{e}{E} \times 100 .$$

Relativna vlažnost vazduha se menja ako se promeni sadržaj vodene pare ili temperatura vazduha. Povećanjem količine vodene pare u vazduhu pri konstantnoj temperaturi, povećava se relativna vlažnost posmatranog vazduha. Kada se temperatura vazduha smanjuje, a sadržaj vodene pare ostaje nepromenjen, relativna vlažnost raste, jer se smanjuje maksimalni napon vodene pare. Drugim rečima, na nižim temperaturama vazduha dolazi pre do zasićenja pri istom sadržaju vodene pare u vazduhu.

Relativna vlažnost vazduha se najčešće koristi u praksi za opisivanje vlažnosti vazduha. Ljudski organizam reaguje na promene relativne vlažnosti vazduha, a ne na promene količine vodene pare u vazduhu.

Da li je vazduh suvlji u pustinjama nego u polarnim predelima?

Odgovor glasi i da i ne. Ne, ako se posmatra zasićenost vazduha vodenom parom ili relativna vlažnost, a da, ako se posmatra količina vodene pare, odnosno apsolutna vlažnost vazduha. Pustinjski vazduh ima malu relativnu vlažnost zbog visokih temperatura, a polarni vazduh iako ne sadrži veliku količinu vodene pare ima visoku relativnu vlažnost zbog ekstremno niskih temperatura.



Slika 4.5 Maksimalni napon vodene pare u zavisnosti od zakrivljenosti vodene površine

Zašto je vreme "teško" kada je relativna vlažnost vazduha visoka?

Osnovni mehanizam kojim se ljudsko telo hladi je znojenje. Isparavanjem vode sa površine tela troši se određena količina toplote (latentna toplota isparavanja). Ako je relativna vlažnost vazduha mala, a temperatura vazduha visoka, isparavanje se odvija intenzivno i čovek ima subjektivni osećaj da je temperatura vazduha niža. Pri visokim vrednostima relativne vlažnosti onemogućeno je isparavanje vode sa površine tela, nema hlađenja i znoj se skuplja na koži. Zbog toga čovek mnogo teže podnosi visoke temperature kada je povećana vlažnost vazduha. Indeks toplote daje vrednost temperature koju prosečni čovek oseća kao rezultat kombinovanog efekta temperature i relativne vlažnosti vazduha (dodatak I).

Zbog čega je važno imati isparivače u stanovima tokom zime?

Zbog toga što i niska relativna vlažnost vazduha može imati štetne posledice po ljudsko zdravlje. Dolazi do sušenja i ispucalosti kože, do iritacije sluzokože grla i nosa koja otvara put bakterijskim infekcijama. U velikom broju stanova u zimskim periodu, relativna vlažnost vazduha je veoma niska. Hladan vazduh, čak i pri zasićenju, sadrži veoma malu količinu vodene pare. Kada se taj vazduh u stanovima zagreje za nekoliko desetina stepeni, njegova relativna vlažnost se drastično smanjuje, pa vrednost relativne vlažnosti često može biti daleko manja nego u pustinjama. Jednostavan način da se povećava relativna vlažnost u zatvorenim prostorijama je postavljanje isparivača u blizini grejnih tela.

DEFICIT VLAŽNOSTI

Deficit vlažnosti se definiše kao razlika maksimalnog i stvarnog napona vodene pare i izražava se u mb:

$$D = E - e.$$

TEMPERATURA TAČKE ROSE

Temperatura tačke rose ili samo **tačka rose** (T_d) definiše se kao temperatura na kojoj, ako se vazduh hladi bez promene pritiska, stvarni napon vodene pare postaje jednak naponu zasićene vodene pare. Hlađenjem vazduha do tačke rose nastaje zasićenje, a da se pri tom ne menja sadržaj vodene pare u vazduhu.

Pošto se razlikuju naponi zasićenja iznad različitih površina razlikovaće se i odgovarajuće temperature tačke rose. Tako npr. tačka rose će imati višu vrednost iznad površine leda nego iznad površine vode. Na osnovu razlike u temperaturi vazduha i tačke rose može se odrediti zasićenost vodene pare odnosno relativna vlažnost. Temperatura tačke rose je jednaka stvarnoj temperaturi vazduha kada je relativna vlažnost 100%. Kada se temperatura vazduha spusti ispod tačke rose dolazi do prezasićenja vodene pare.

Na slici 4.4 tačkom A je prikazana vazdušna masa koju karakteriše određeni napon vodene pare i temperatura. Posmatrani vazduh nije zasićen vodenom parom i stvarni napon je manji od maksimalnog. Do zasićenja može doći ako u vazduh dospe dodatna količina vodene pare (isprekidana linija) ili ako se vazduh ohladi do temperature tačke rose (puna linija). U atmosferi do zasićenja vodene pare najčešće dolazi zbog snižavanja temperature vazduha usled širenja ili radijacionog hlađenja. Zasićenje zbog povećanja količine vodene pare dešava se uglavnom pri tihom vremenu u sloju vazduha male debljine, neposredno iznad vlažnih površina koje isparavaju.

4.4.2 Dnevni i godišnji tok napona vodene pare i relativne vlažnosti vazduha

Dnevni i godišnji tokovi napona vodene pare i relativne vlažnosti vazduha zavise od temperature podloge i temperature vazduha, odnosno intenziteta isparavanja.

Iznad vodenih površina i u oblastima sa bujnom vegetacijom tokom cele godine dnevni hod napona vodene pare sledi dnevni tok temperature vazduha, pa se javlja po jedan maksimum i minimum napona vodene pare u toku dana. Iznad ovih područja gotovo stalno postoji zasićenje vodene pare zbog dovoljno raspoložive vode za isparavanje. Slično se dešava i iznad kopna u zimskim mesecima, kada su zbog niskih temperatura i male količine vodene pare dovoljne da dođe do zasićenja.

Iznad kopnenih površina u toplijem delu godine napon vodene pare u toku dana ima dva maksimuma (u 9 i 21 h) i dva minimuma (u 4 i 15 h). Sa izlaskom Sunca podloga se zagreva, povećava se intenzitet isparavanja i sadržaj vodene pare u vazduhu sve do 9 h, kada napon vodene pare dostiže svoj glavni dnevni maksimum. Tada počinju da se razvijaju turbulentna i konvek-

tivna vazdušna strujanja koja sa sobom odnose vodenu paru. Jačina vazdušnih strujanja raste sve do najtoplijih časova dana, kada se javlja sekundarni minimum napona vodene pare. Sa slabljenjem vazdušnih strujanja raste napon vodene pare sve do negde 21 h, zbog isparavanja sa još uvek toplog tla. Tada se javlja sekundarni dnevni maksimum. Tokom noći napon vodene pare opada sve do izlaska Sunca, kada se javlja i glavni dnevni minimum. Pad napona vodene pare u ranim jutarnjim časovima naročito je izražen pri kondenzaciji ili depoziciji vodene pare i obrazovanju rose ili slane.

Dnevni tok napona vodene pare u planinskim predelima uglavnom sledi promene temperature sa jednim minimumom i jednim maksimumom. To se dešava zbog dnevnog uzlaznog strujanja vazduha uz planinske padine koji donosi vodenu paru prema vrhovima. Strujanje je najintenzivnije tokom najtoplijih časova, pa se tada javlja i maksimum napona vodene pare. Tokom noći uspostavlja se silazno strujanje vazduha, koje odnosi vodenu paru sa planinskih vrhova i tada se javlja minimum napona vodene pare.

Relativna vlažnost vazduha iznad kopna ima uglavnom suprotan dnevni tok od temperature vazduha. Najviše vrednosti relativne vlažnosti javljaju se pred izlazak Sunca, a minimalne između 15 i 16 h. Planinski vrhovi zbog dnevnih uzlaznih i noćnih silaznih strujanja imaju gotovo sasvim suprotan dnevni tok relativne vlažnosti - minimum se javlja u ranim jutarnjim časova, a maksimum u vreme najintenzivnije konvekcije. Iznad većih vodenih površina dnevno kolebanje relativne vlažnosti je veoma malo.

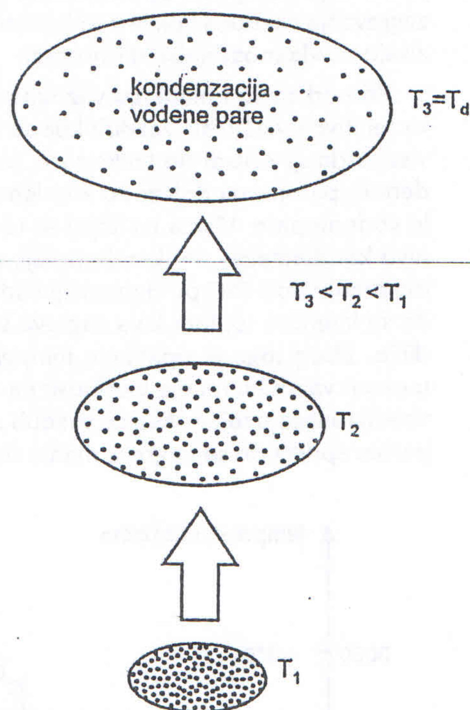
Godišnji tokovi napona vodene pare i relativne vlažnosti pokazuju veću zavisnost od temperature vazduha nego dnevni tokovi. Iznad svih vrsta podloge minimum napona vodene pare i maksimum relativne vlažnosti javljaju se u najhladnijem mesecu, a maksimum napona vodene pare i minimum relativne vlažnosti u najtoplijem mesecu u toku godine.

4.5 ADIJABATSKI[6] PROCESI I STABILNOST ATMOSFERE

Vazduh koji se uzdiže ili spušta u atmosferi smatra se izolovanim sistemom koji ne razmenjuje toplotu sa okolinom, pa su stoga promene temperature posmatranog vazduha isključivo posledica transformacije unutrašnje energije u mehaničku i obrnuto. Pretpostavka da pri uzdizanju i spuštanju vazdušnih masa nema razmene toplote sa okolinom je prihvatljiva, jer vazduh propušta gotovo sasvim Sunčevo zračenje, slab je provodnik toplote molekularnim putem, a onoliko toplotnog zračenja koliko apsorbuje od Zemljine površine i okolne atmosfere i preda okolini zračenjem.

4.5.1 Adijabatski procesi u atmosferi

Pri uzdizanju vazduh dolazi u područje nižeg pritiska i pri tom se širi. Povećanjem zapremine vazduha opada njegova temperatura, jer se troši unutrašnja energija vazduha koji se uzdiže na mehanički rad protiv sile pritiska okolnog vazduha (slika 4.6). Pri spuštanju vazduh dolazi u područje višeg pritiska i pri tom se smanjuje njegova zapremina, a povećava njegova unutrašnja energija na račun rada koji vrši okolni vazduh. Dakle, pri silaznim kretanjima u atmosferi vazduh se zagreva, a pri uzlaznim hladi. Atmosferski termodinamički procesi zagrevanja i hlađenja vazduha pri uzlaznim i



Slika 4.6 Adijabatsko hlađenje vazduha pri vertikalnom uzdizanju

[6] adijabatan (grč. a - ne, diabano - prolazim) - nepropustljiv, neprovodljiv.

silaznim kretanjima, bez dovođenja i odvođenja toplote, nazivaju se **adijabatski procesi** .

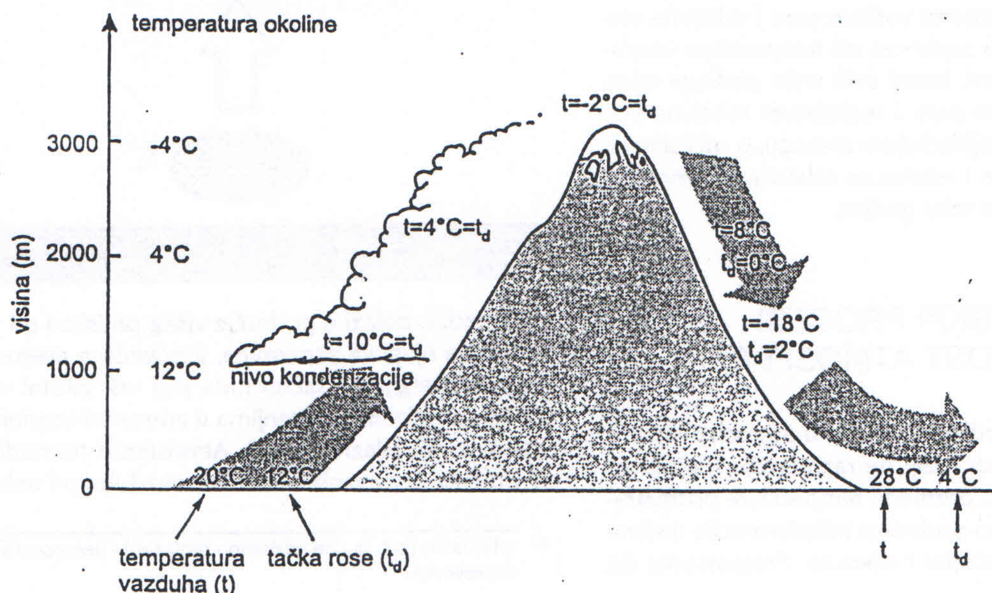
Vertikalna kretanja u atmosferi mogu da nastanu:

- usled zagrevanja podloge, kada dolazi do konvektivnih strujanja;
- zbog nailaska vazduha koji se kreće u horizontalnom pravcu na orografske[7] prepreke;
- zbog uzdizanja toplog vazduha iznad klina hladnog vazduha na frontalnim površinama;
- usled konvergencije[8] i divergencije[9] vazduha u oblastima visokog i niskog pritiska.

Adijabatski procesi hlađenja i zagrevanja vazduha koji nije zasićen vodenom parom nazivaju se **suvoadijabatski procesi**, dok se adijabatski procesi hlađenja i zagrevanja vazduha koji je zasićen vodenom parom nazivaju se **vlažnoadijabatski procesi**.

Pri uzdizanju i hlađenju vazduha menja se i njegova relativna vlažnost. Vazduh koji se uzdigne dovoljno visoko da se ohladi do tačke rose, postaje zasićen vodenom parom, pa dolazi do kondenzacije ili depozicije vodene pare. Visina na kojoj se to dešava naziva se nivo kondenzacije. Pri kondenzaciji, a na temperaturama manjim od 0°C pri depoziciji vodene pare, oslobađa se latentna toplota koja zagreva vazduh koji se uzdiiže. Zbog toga je opadanje temperature sa visinom u ovom vazduhu manje u odnosu na vazduh koji se suvoadijabatski uzdiže. Ako se vazduh zasićen vodenom parom spušta on se zagreva manje od nezasićenog vazduha, jer dolazi do isparavanja vodenih kapljica, pri čemu se troši toplota, pa je i zagrevanje zbog kompresije vazduha smanjeno. Vrednost suvoadijabatskog vertikalnog gradijenta temperature (Γa) iznosi 0,98°C/100m i može se dobiti iz prvog principa termodinamike. Vrednost vlažnoadijabatskog gradijenta (Γva) nije konstantna, već zavisi od temperature i vlažnosti, a samim tim i od visine, jer se temperatura i sadržaj vlage smanjuju sa visinom. Vrednost Γva blizu površine Zemlje za vlažni, topao vazduh iznosi 0,4°C/100m, dok na visini od 10 km blizu tropopauze vrednost vlažnoadijabatskog gradijenta je bliska suvoadijabatskom. Tipične vrednosti u sredini troposfere iznose od 0,6 do 0,7°C/100m.

Ako kondenzovana voda napusti vazdušnu masu koja se uzdiže, tada se radi o **pseudoadijabatskom**[10] procesu. Vazduh postaje nezasićen vodenom parom, pa će zagrevanje pri spuštanju biti u skladu sa suvoadijabatskim gradijentom temperature, koji je kao što je već rečeno veći od vlažnoadijabatskog. Ako se ova vazdušna masa spusti na visinu sa koje je krenula da se uzdiže, njena temperatura će biti veća od početne temperature a apsolutna vlažnost znatno manja (slika 4.7). Zbog toga se ovaj ireverzibilan (nepovratan) proces i naziva pseudoadijabatski. Kada se voda ne bi izlučila u obliku padavina, tada bi oblak, nastao kondenzacijom pri uzdizanju vazduha, u silaznoj struji ispario. Radilo bi se o reverzibilnom (povratnom) procesu bez razmene toplote sa okolinom, a posmatrani vazduh bi imao istu



Slika 4.7. Primer adijabatskog hlađenja i zagrevanja vazduha pri prebacivanju preko orografske prepreke

(7) orografski (grč. oros - brdo, planina, graphia - opisivanje) - koji se odnosi na brda i planine.

(8) konvergencija (nlat- convergentia) - sticanje, uzajamno približavanje.

(9) divergencija (fr. divergence) - razilaženje, udaljavanje jedan od drugog.

(10) pseudo (grč. pseudos) - predmetak u složenicama sa značenjem: lažno, netačno.

temperaturu posle spuštanja na visinu sa koje je krenuo da se uzdiže.

Adijabatski procesi su veoma značajni, jer su povezani sa mnogim procesima i pojavama u atmosferi. Jedan od primera je i uzdizanje vazduha koji pri horizontalnom kretanju nailazi na orografsku prepreku. Tada dolazi do pojave padavina na navetrenoj strani planine i karakterističnih lokalnih vetrova o kojima će biti reči u jednom od narednih poglavlja.

4.5.2 Ravnotežna stanja atmosfere

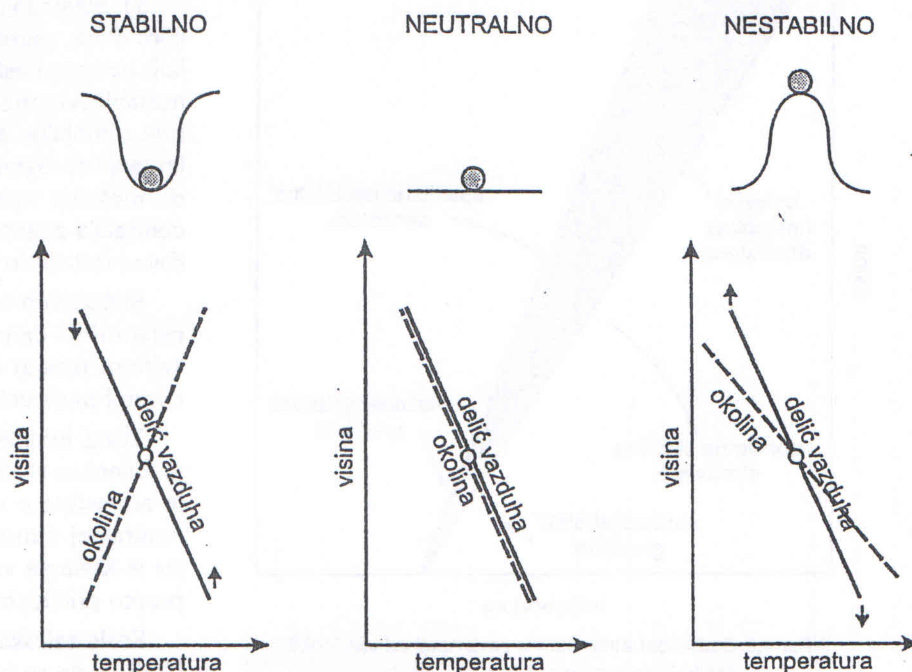
Stabilnost atmosfere određuje se upoređivanjem vertikalnog temperaturnog gradijenta vazduha koji se uzdiže i vertikalnog gradijenta temperature okolnog vazduha. Kao što je već rečeno prosečna vrednost temperaturnog gradijenta u troposferi je $0{,}6^{0}C/100m$, ali trenutne vrednosti mogu biti veoma različite. U zavisnosti od vrednosti temperaturnog gradijenta, atmosfera se može nalaziti u tri termodinamički ravnotežna stanja (slika 4.8).

Atmosfera se nalazi u stabilnom ravnotežnom stanju, kada je vertikalni temperaturni gradijent manji od adijabatskog gradijenta ($\Gamma<\Gamma_a$ za nezasićen vazduh i $\Gamma<\Gamma_{va}$ za zasićen vazduh). U tom slučaju, vazduh koji se uzdiže ima nižu temperaturu od okolnog vazduha, pa se kao teži vraća na početni nivo, dok vazduh koji se spušta ima višu temperaturu od okoline, pa se kao lakši takođe vraća na polazni nivo. Zbog toga su u stabilnoj atmosferi vertikalna kretanja veoma slaba ili ih uopšte nema. Uslov za stabilnost atmosfere je da je vrednost gradijenta temperature mala ili da postoji inverzija temperature (tada je stabilnost vazduha posebno izražena). To se dešava u slučajevima kada postoji advekcija toplog vazduha na visini ili kada se prizemni sloj vazduha ohladi usled noćnog izračivanja, kontakta sa hladnom podlogom ili advekcije hladnog vazduha. Stabilnost atmosfere se povećava i u situacijama kada dolazi do spuštanja vazdušnih masa.

Kada je vertikalni temperaturni gradijent jednak adijabatskom gradijentu ($\Gamma=\Gamma_a$ za nezasićen vazduh i $\Gamma=\Gamma_{va}$ za zasićen vazduh), tada se atmosfera nalazi u **indiferentom (neutralnom) ravnotežnom stanju.** Vazduh koji se uzdiže ili spušta ima istu temperaturu kao okolni vazduh i ostaje na onoj visini na koju je dospeo pod dejstvom neke spoljašnje sile.

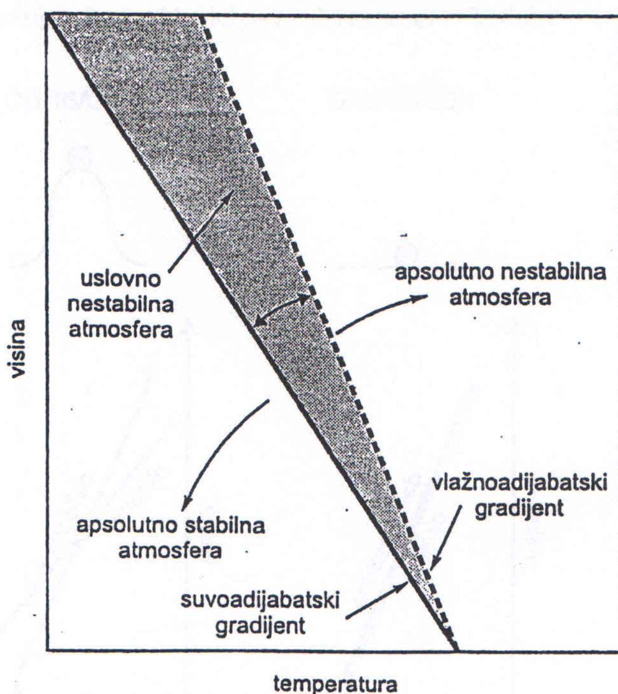
Atmosfera je u **nestabilnom (labilnom) ravnotežnom stanju,** kada je vertikalni temperaturni gradijent veći od adijabatskog gradijenta ($\Gamma>\Gamma_a$ za nezasićen vazduh i $\Gamma>\Gamma_{va}$ za zasićen vazduh). U tom slučaju vazduh

Slika 4.8 Ravnotežna stanja atmosfere i njihova odgovarajuća mehanička analogija



koji se uzdiže je topliji od svoje okoline, tako da će kao topliji i lakši nastaviti da se uzdiže sve dok ne naiđe na sloj vazduha koji ima istu ili višu temperaturu. Tu prestaje vertikalno kretanje i ta visina se naziva nivo konvekcije. Kada se vazduh spušta u nestabilnoj atmosferi on postaje hladniji od svoje okoline i kao hladniji i teži nastavlja da se kreće naniže. Dakle, u termodinamički labilnoj atmosferi postoje veoma povoljni uslovi za vertikalno kretanje vazduha, konvekciju i kondenzaciju. Atmosfera je nestabilna kada temperatura brzo opada s visinom, a to se dešava kada postoji advekcija hladnog vazduha na visini, kada se vazduh na visini ohladi usled izračivanja, ili zbog zagrevanja prizemnog sloja vazduha. Do zagrevanja prizemnog sloja vazduha može doći usled dnevnog zagrevanja podloge, advekcije toplog vazduha u prizemlju ili kontaktom vazduha sa toplijom podlogom.

Atmosfera se nalazi u **apsolutno stabilnom ravnotežnom stanju** kada je vertikalni temperaturni gradijent manji od vlažnoadijabatskog gradijenta, a u **apsolutno nestabilnom ravnotežnom stanju** kada je vertikalni temperaturni gradijent veći od suvoadijabatskog gradijenta. Atmosfera je **uslovno nestabilna** u slučaju kada se vrednost vertikalnog temperaturnog gradijenta nalazi između vrednosti vlažnoadijabatskog i suvoadijabatskog gradijenta (slika 4.9). Tada stabilnost atmosfere zavisi od toga da li je vazduh koji se uzdiže zasićen ili nezasićen vodenom parom - za zasićen vazduh atmosfera je u nestabilnom, a za nezasićen vazduh u stabilnom ravnotežnom stanju. Atmosfera se najčešće nalazi upravo u uslovno nestabilnom stanju, s obzirom na to da je prosečna vrednost vertikalnog temperaturnog gradijenta manja od suvoadijabatskog, a veća od vlažno adijabatskog gradijenata temperature.



Slika 4.9 Stabilnost atmosfere u zavisnosti od vrednosti vertikalnog temperaturnog gradijenta

Pošto vertikalni temperaturni gradijent nije isti u svim slojevima atmosfere, termička stabilnost atmosfere može se menjati sa visinom na različite načine. Tako na primer, atmosfera se može nalaziti u labilnom stanju u prizemnom sloju, a na visini gde postoji sloj koji se odlikuje inverzijom temperature, u stabilnom stanju. U tom slučaju vazduh se uzdiže sve do donje granice inverzionog sloja, gde se zaustavljaju sva vertikalna kretanja.

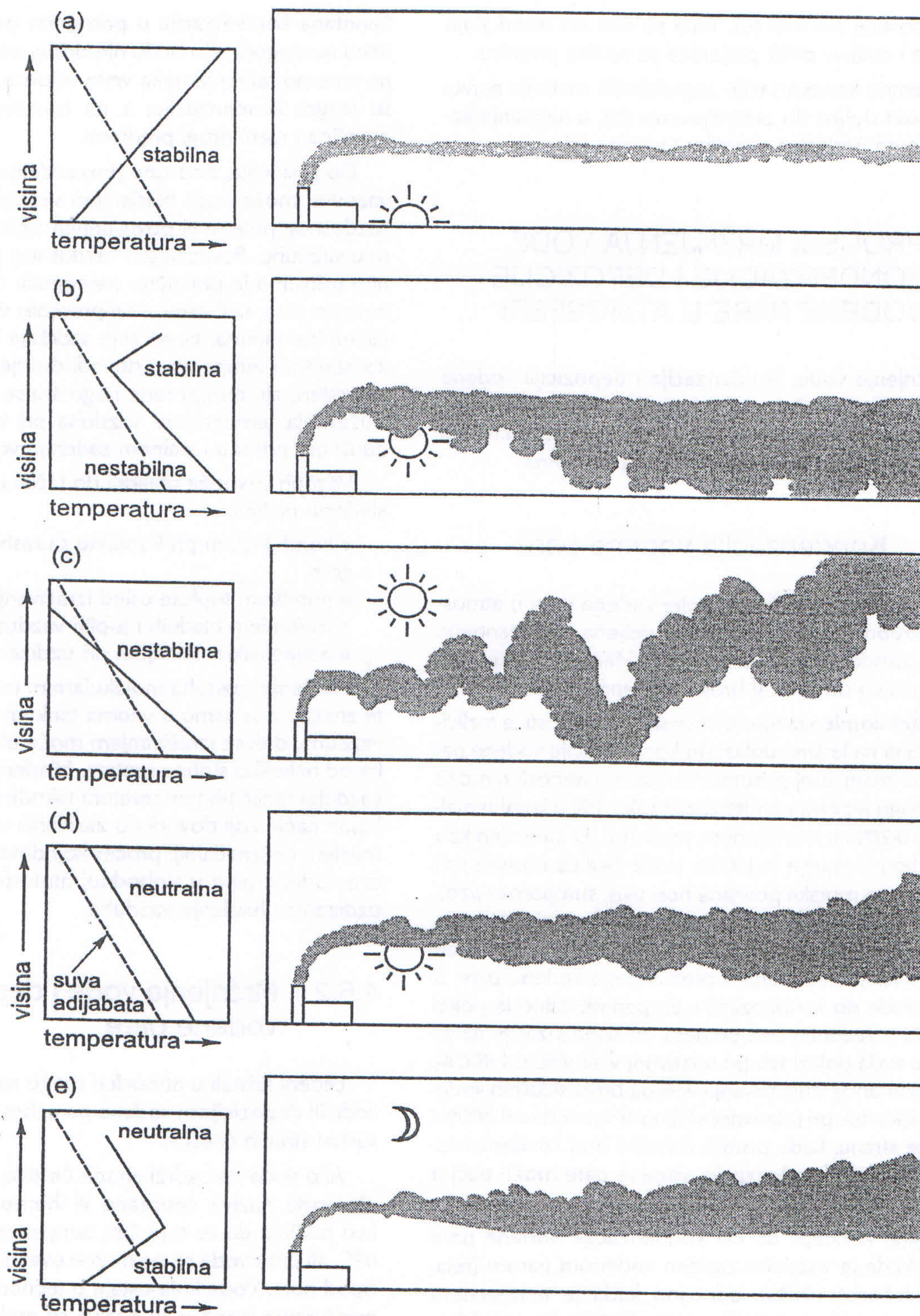
Stabilnost vazduha se menja u toku dana. Ako je vreme mirno, bez vetra, po obliku dimne perjanice se može zaključiti u kom ravnotežnom stanju se nalazi atmosfera (slika 4.10). Pred izlazak Sunca ako je vreme vedro, prizemni sloj vaduha je obično hladniji od vazduha iznad, dakle postoji inverzija temperature i atmosfera je stabilna (a). Pošto su u stabilnoj atmosferi vertikalna kretanja vazduha ograničena, dim se prostire mnogo više u horizontalnom nego u vertikalnom pravcu. Gledano odozgo perjanica ima oblik lepeze.

Sa povećanjem intenziteta Sunčevog zračenja tokom dana, zagreva se podloga i prizemni sloj vazduha koji postaje nestabilan (b). U situaciji kada je vazduh nestabilan u prizemnom sloju debljine nešto veće od visine dimnjaka, a stabilan u višim slojevima, vertikalna kretanja su ograničena na prizemni sloj u kome dolazi do mešanja vazduha i primesa. U takvoj situaciji koncentracija zagađujućih materija pri tlu se znatno povećava i dolazi do tzv. zadimljavanja.

Maksimum nestabilnosti vazduha dostiže se u najtoplijem delu dana (c). Tada je mešanje vazduha u vertikalnom pravcu intenzivirano, što se može videti i po dimnoj perjanici koja je talasastog oblika.

Zbog intenzivnog mešanja vazduha, temperaturni gradijent se može izjednačiti sa suvoadijabatskim i tada je atmosfera u neutralnom ravnotežnom stanju (d). U neutralnoj atmosferi perjanica dima je u obliku kupe, jer je kretanje vazduha u horizontalnom i vertikalnom pravcu približno jednako.

Posle zalaska Sunca površina tla počinje naglo da se hladi, javlja se inverzija temperature i prizemni sloj va-



Slika 4.10 Oblik dimne perjanice u zavisnosti od stabilnosti atmosfere

zduha postaje stabilan (e). Tada se dim širi iznad sloja inverzije i ovakav oblik perjanice se naziva tavanica.

Prizemne koncentracije zagađujućih materija najveće su kada dolazi do zadimljavanja (b), a najmanje kada je dimna perjanica u obliku tavanice (e).

4.6 PROCESI MRŽNJENJA VODE, KONDENZACIJE I DEPOZICIJE VODENE PARE U ATMOSFERI

Mržnjenje vode, kondenzacija i depozicija vodene pare su veoma važni procesi za zbivanja u atmosferi. Utiču na toplotno stanje atmosfere i imaju značajnu ulogu u obrazovanju magle, oblaka i padavina.

4.6.1 Kondenzacija vodene pare

Da bi došlo do kondenzacije vodene pare u atmosferi potrebno je da budu zadovoljena dva osnovna uslova: zasićenost, odnosno prezasićenost, vodene pare i prisustvo dovoljnog broja kondenzacionih jezgara.

Jezgra kondenzacije su higroskopne[11] čestice različitih veličina na kojima dolazi do kondenzacije vodene pare. Samo manji broj prisutnih aerosola u atmosferi može imati ulogu jezgara kondenzacije (oko 1% u kontinentalnom i 10-20% u maritimnom vazduhu). U atmosferi kao jezgra kondenzacije najčešće služe čestice morske soli koje vetar sa morske površine nosi uvis, sumporna i azotna jedinjenja i razne čvrste čestice koje nastaju pri sagorevanju. U odsustvu jezgara kondenzacije u atmosferi može postojati zasićenje i prezasićenje vodene pare, a da ne dođe do kondenzacije. Eksperimentalno je pokazano da u vazduhu bez primesa do kondenzacije na zidovima suda dolazi tek pri relativnoj vlažnosti od 400%, a do spontanog obrazovanja velikog broja sićušnih vodenih kapljica tek pri relativnoj vlažnosti vazduha od 800%. S druge strane, kada postoji dovoljni broj kondenzacionih jezgara do kondenzacije vodene pare može doći a da i ne postoji zasićenje vodene pare.

Dakle, koncept da do kondenzacije vodene pare dolazi kada je vazduha zasićen vodenom parom (relativna vlažnost 100%), odnosno kada je temperatura jednaka temperaturi tačke rose, krajnje je uprošćen.

[11] higroskopan (grč. hygro - vlaga, skopeo - posmatrati) - onaj koji upija vlagu iz vazduha.

Spontana kondenzacija u prirodnim uslovima je praktično nemoguća. Da bi do nje došlo, molekulima vodene pare potrebna je neka vrsta oslonca. U atmosferi to su jezgra kondenzacije, a na površini Zemlje trava, grančice i razni drugi predmeti.

Do zasićenja, ondosno prezasićenja, vodene pare u vazduhu može doći: hlađenjem vazduha, povećanjem vazdušnog pritiska ili povećanjem sadržaja vodene pare u vazduhu. Povećanjem vazdušnog pritiska u prirodnim uslovima je praktično nemoguće dostići zasićenje vodene pare, već samo kompresijom vazduha u specijalnim komorama. Povećanje sadržaja vodene pare pri konstantnoj temperaturi dovodi do njenog zasićenja u atmosferi, ali mnogo ređe nego što se to dešava zbog snižavanja temperature vazduha pri konstantnom vazdušnom pritisku i stalnom sadržaju vodene pare.

Vazduh se može ohladiti do tačke rose na jedan od sledećih načina:

- kondukcijom pri kontaktu sa rashlađenom podlogom,
- gubitkom toplote usled izračivanja,
- mešanjem hladnih i toplih vazdušnih masa,
- adijabatskim širenjem pri uzdizanju vazduha.

Hlađenje vazduha molekularnim transportom toplote značajno je samo u veoma tankom sloju prizemnog vazduha, dok se izračivanjem može ohladiti sloj vazduha od nekoliko stotina metara. Hlađenje usled mešanja vazduha različitih temperatura takođe nije dovoljno efikasan način koji dovodi do zasićenja vodene pare u atmosferi. Najznačajniji proces koji dovodi do kondenzacije vodene pare u slobodnoj atmosferi je adijabatsko uzdizanje i hlađenje vazduha.

4.6.2 Mržnjenje vode i depozicija vodene pare

Ledeni kristali u atmosferi mogu nastati mržnjenjem vode ili depozicijom vodene pare, bez prisustva ili u prisustvu stranih čestica.

Ako voda ne sadrži strane čestice, onda se mržnjenje vode naziva **spontana** ili **homogena nukleacija**. Led počinje da se topi čim temperatura poraste iznad 0°C, ali čista voda se ne mrzne uvek na temperaturama ispod nule. Voda koja ostaje u tečnom stanju i na temperaturama ispod nule naziva se prehlađena voda. Ledeni kristalići formiraju se slučajnim skupljanjem dovoljnog broja molekula vode u kapljici. Što je zapremina manja, to se voda mrzne na nižim temperaturama. Ta-

ko npr. oblačne kapljice prečnika 25 mm spontano se zamrzavaju tek na -36^{0}C. U atmosferi prehlađene vodene kapljice preovlađuju sve do temperature od -12^{0}C, a osmotrene su i na temperaturama od - 40^{0}C. Dakle, u atmosferi homogena nukleacija je moguća samo na veoma niskim temperaturama, odnosno samo na velikim visinama.

U prisustvu stranih čestica do mržnjenja vode dolazi u procesu **heterogene nukleacije** na mnogo višim temperaturama nego što je to slučaj kod homogene nukleacije. Ako se strana čestica nalazi u kapljici vode tada se naziva jezgro smrzavanja, a ukoliko se nalazi van kapljice kontaktno jezgro. Čestice treba da imaju oblik sličan ledenim kristalama da bi mogle poslužiti kao jezgra smrzavanja, dok kontaktno jezgro može biti gotovo svaka čvrsta primesa. Na kontaktnim jezgrima nukleacija je moguća na višim temperaturama nego na jezgrima smrzavanja, tako da se smrzavanje kapi kontaktnom nukleacijom može smatrati dominantnijim mehanizmom.

U atmosferi dolazi i do depozicije vodene pare - prelaza vodene pare u led bez tečne međufaze. **Depoziciona nukleacija** takođe može biti homogena i heterogena. **Homogena depoziciona** nukleacija je praktično nemoguća u atmosferi, dok se **heterogena nukleacija** odvija u prisustvu jezgara deponovanja, kada postoji zasićenje vodene pare, na temperaturi vazduha ispod nule.

4.7 MAGLA

Magla nastaje kondenzacijom ili depozicijom vodene pare u prizemnom sloju atmosfere. Sastoji se od veoma sićušnih kapljica vode ili kristalića leda koji smanjuju horizontalnu vidljivost ispod 1 km.

Na osnovu vidljivosti magle se dele na:

- *veoma guste* (vidljivost do 50 m),
- *guste* (vidljivost između 50 i 200 m),
- *umerene* (vidljivost između 200 i 500 m),
- *slabe* (vidljivost između 500 i 1 000 m).

Ako je horizontalna vidljivost između 1 i 10 km, takva zamućenost prizemnog sloja vazduha se naziva ***sumaglica***. Sumaglica se obično javlja u procesu stvaranja ili iščezavanja magle.

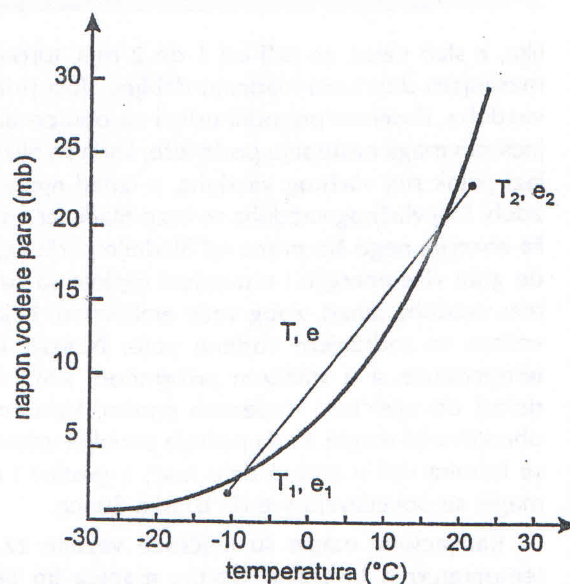
Po načinu na koji dolazi do zasićenja vodene pare u vazduhu, magle se mogu podeliti na: magle hlađenja, magle isparenja i magle mešanja.

Magle hlađenja nastaju tako što se relativno topao i vlažan vazduh ohladi ispod temperature tačke rose. Javljaju se mnogo češće od magli isparenja i mešanja. Do njihovog obrazovanja može doći na različite načine: noćnim izračivanjem, snižavanjem temperature vazduha u kontaktu sa hladnijom podlogom, itd.

Magle isparenja formiraju se kada dođe do povećanja sadržaja vodene pare u vazduhu. Najčešće nastaju kada hladan vazduh dođe u dodir sa toplom površinom vode. Mogu se osmotriti npr. u jesen iznad jezera u jutarnjim časovima, kada hladan vazduh naiđe na površinu vode koja isparava, jer je još uvek topla od zagrevanja tokom leta. Magle isparenja se mogu videti i zimi iznad termalnih voda, u vidu beličaste pare koja se puši, kao i posle letnjeg pljuska kada voda sa zagrejanih asfaltnih površina veoma brzo isparava.

Magle mešanja nastaju mešanjem vazdušnih masa različitih temperatura u kojima ne postoji zasićenje vodene pare (slika 4.11). Do pojave ovih magli dolazi kada je temperatura novoformirane vazdušne mase jednaka ili niža od temperature tačke rose, odnosno kada u novoformiranoj vazdušnoj masi dođe do zasićenja ili prezasićenja vodene pare. Na ovaj način magle se najčešće formiraju u oblastima gde se susreću hladne i tople morske struje.

Na osnovu uzroka koji dovode do formiranja magle, izvršena je podela na: radijacione, advektivne, frontalne, padinske i gradske magle.

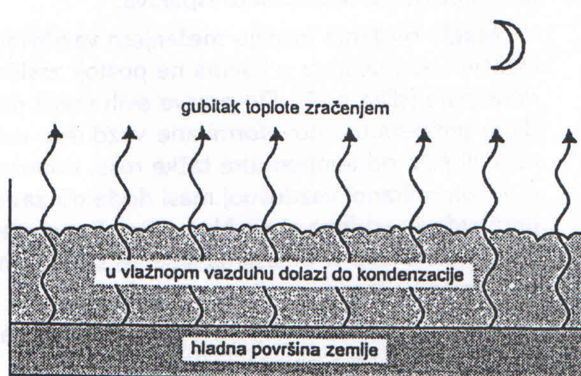


Slika 4.11 Zasićenje vodene pare koje nastaje mešanjem vazdušnih masa različitih temperatura

Radijacione magle nastaju kada se temperatura vazduha usled radijacionog hlađenja spusti ispod tačke rose.

Prizemne radijacione magle formiraju se usled noćnog izračivanja tla, kada se ohladi prvo površina zemlje, a zatim i prizemni sloj vazduha (slika 4.12). Radijacione magle se najčešće javljaju iznad kopna u kasnu jesen i zimi, posebno u dolinama i kotlinama u koje se sa padina sliva hladan vazduh. Naročito pogodno mesto za obrazovanje radijacionih magli su doline reka i močvare zbog povećane vlažnosti vazduha.

Najpovoljniji uslovi za formiranje radijacionih magli su vedre noći sa slabim vetrom i visokom relativnom vlažnošću vazduha. Tada je efektivno izračivanje tla veliko, a slab vetar, ne jači od 1 do 2 m/s, turbulentnim mešanjem doprinosi hlađenju debljeg sloja prizemnog vazduha. Posebno pogodni uslovi za obrazovanje radijacionih magli nastupaju posle kiše, kada se blizu tla nalazi plitak sloj vlažnog vazduha, a iznad njega suv vazduh. Sloj vlažnog vazduha se brzo hladi, jer emituje više energije nego što prima od hladnije podloge, a takođe gubi više energije i u razmeni toplote sa suvim slojem vazduha iznad, zbog veće emisivnosti koja se povećava sa sadržajem vodene pare. Nastaje inverzija temperature, a u vlažnom prizemnom sloju vazduha dolazi do zasićenja vodenom parom, kondenzacije i obrazovanja magle. Kada postoje povoljni uslovi, magla se formira već u prvom delu noći, a gustina i debljina magle se povećavaju sve do izlaska Sunca.



Slika 4.12 Obrazovanje radijacione magle

Radijacione magle su najčešće vezane za pojavu temperaturnih inverzija. Gornja granica im se nalazi unutar inverzionog sloja i kreće se najčešće od nekoliko desetina do nekoliko stotina metara. Radijacione magle su uglavnom najdeblje pred izlazak Sunca. Sa izlaskom Sunca, deo zračeènja prodire do podloge koja se zagreva. U kontaktu sa podlogom zagreva se i višeležeći vazduh koji se uzdiže i meša sa gornjim slojevima. Zbog povećanja temperature smanjuje se relativna vlažnost vazduha i magla počine da se "diže". Ako je vazduh dovoljno topao, neki od sastavnih delića magle i isparavaju. Magle iščezavaju prvo na periferiji, jer su tu najtanje, pa Sunčevi zraci najlakše prolaze. Kada su noći kratke, do rasturanja magle dolazi u ranim jutarnjim satima. Međutim, zimi kada su noći duge a dani kratki, pri mirnom vremenu se dešava da radijacione magle ne iščeznu u toku dana, već svake sledeće noći postaju sve deblje i gušće. Ponekad tokom dana magla iščezne samo u plitkom prizemnom sloju, dok se na visini zadržava. Po zalasku Sunca izračivanjem se ohladi tlo i prizemni sloj vazduha u kome se ponovo formira magla. Do iščezavanja ovih dugotrajnih magli dolazi tek kada pod uticajem nekog atmosferskog poremećaja dođe do mešanja vazduha usled intenziviranih horizontalnih i vertikalnih strujanja.

Ponekad, radijacione magle mogu da se formiraju tek posle izlaska Sunca. To se najčešće dešava kada se tokom vedrih i tihih noći vazduh iznad zemlje u sloju male debljine ohladi ispod rosne tačke. Tada dolazi do formiranja veće količine rose koja po izlasku Sunca isparava, povećavajući sadržaj vodene pare u vazduhu. Zbog zagrevanja javljaju se i slaba vazdušna strujanja koja dovode do mešanja vlažnog i suvog vazduha iznad, pa u plitkom prizemnom sloju vazduha dolazi do zasićenja vodene pare i obrazovanja magle koja obično iščezne do prvih popodnevnih časova.

Pri anticiklonarnim stanjima vremena kada se uspostavi visinska inverzija temperature, može doći do obrazovanja visinskih radijacionih magli. Ove magle se obrazuju na visini, u sloju vazduha ispod inverzije, gde su koncentracije kondenzacionih jezgara i vodene pare povećane. Ovaj sloj se intenzivno hladi izračivanjem i kada se temperatura vazduha spusti ispod tačke rose dolazi do formiranja magle koja se širi ka tlu i može dostići znatnu debljinu. Visinske radijacione magle prekrivaju mnogo veću površinu od prizemnih i znatno se duže zadržavaju.

Magle koje nastaju usled drugih fizičko-meteoroloških uzroka pojačavaju se noću zbog radijacionog hlađenja i tada dostižu najveću gustinu i debljinu.

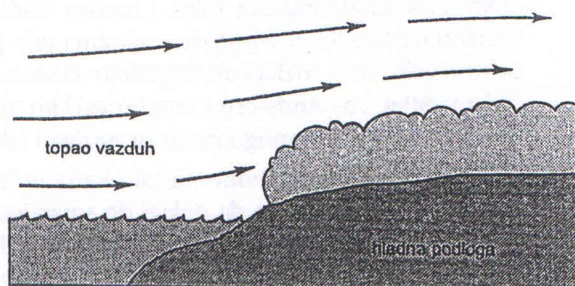
Advektivne magle nastaju pri horizontalnom kretanju vazduha, najčešće pri umerenim brzinama vetra koje ne prelaze 10 m/s. Mogu nastati pri advekciji toplog

vazduha iznad hladne površine ili pri advekciji hladnog vazduha iznad tople površine.

Advektivne magle toplog vazduha se najčešće obrazuju:

- pri prelasku toplog vazduha sa kopna na hladnu površinu vode;
- pri prelasku toplog vazduha sa vodene površine na hladnu površinu kopna;
- pri premeštanju vazduha sa toplije na hladniju vodenu površinu.

Da bi došlo do obrazovanja advektivne magle toplog vazduha potrebno je da podloga bude dovoljno hladna, da bi vazduh u kontaktu sa njom mogao da se ohladi ispod temperature tačke rose (slika 4.13).



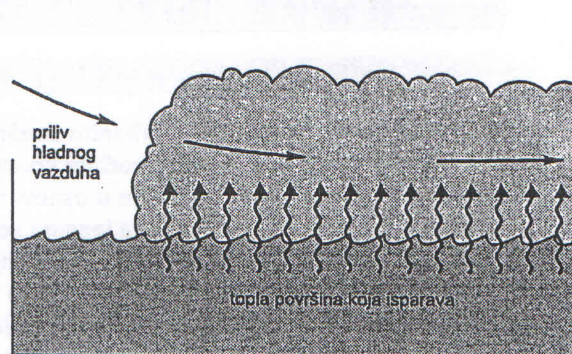
Slika 4.13 Obrazovanje magle advekcijom toplog vazduha

Do nastanka magle pri prelasku toplijeg vazduha sa kopna na hladniju površinu vode dolazi obično leti i u proleće u priobalnim oblastima. Kontinentalni vazduh je po pravilu suv, pa ove magle obično nisu guste i ne zahvataju deblji sloj vazduha. Najčešće se javljaju uz obale duž kojih protiču hladne morske struje.

Na kopnu advektivne magle toplog vazduha se obično formiraju zimi, kada na hladnu površinu kopna, naročito na onu prekrivenu snegom ili ledom, naiđe vlažan i topao vazduh sa mora. To se npr. vrlo često dešava zimi u Engleskoj kada se vazduh u zapadnom strujanju premešta preko tople Golfske struje do Britanskog ostrva. Veoma vlažan i topao vazduh nailazi na hladnu površinu kopna, pa dolazi do formiranja gustih magli koje mogu prekriti prostrane oblasti i imati debljinu od nekoliko stotina metara.

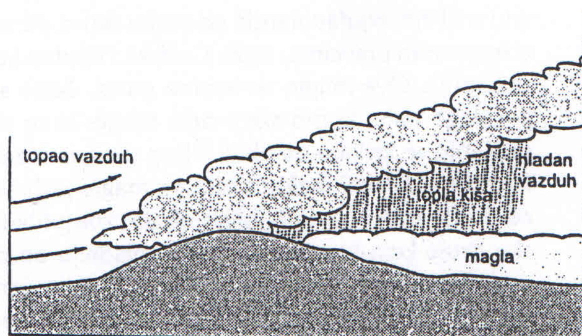
Tzv. **morske magle** javljaju se kada vazduh sa toplije prelazi na hladniju površinu vode. Najčešće se javljaju iznad delova okeana gde uporedo teku hladna i topla morska struja. To se dešava npr. u Atlanstkom okeanu u blizini Njufaunlenda gde teku skoro paralelno ali u suprotnim pravcima, topla Golfska i hladna Labradorska struja. Ove magle su veoma guste, često se javljaju i dugo traju. U morske magle mogle bi se ubrojati i one koje se javljaju na obali Tihog okeana u zalivu San Franciska. Glavni razlog zašto se magle javljaju u ovoj oblasti je to što je voda blizu obale, zbog hladne morske struje koja tu prolazi, znatno hladnija od površine vode na otvorenom okeanu. Zapadnim strujanjem topao i vlažan vazduh sa otvorenog okeana dospeva iznad priobalnih voda, hladi se do temperature tačke rose i dolazi do formiranja magle u priobalnom delu. Leti vetar s mora nosi maglu i na kopno. Pošto je tlo toplije, prizemna magla brzo nestaje, ali ostaje sloj niskih oblaka koji zaklanja Sunce. Dublje u kopnu prizemni sloj vazduha je još topliji, tako da tu brzo dolazi do iščezavanja oblačnog sloja. U priobalnom delu do rasturanja magle obično dolazi u najtoplijim časovima u toku dana.

Advektivne magle hladnog vazduha u stvari predstavljaju magle isparenja, za razliku od advektivnih magli toplog vazduha koje se mogu svrstati u magle hlađenja. Advektivne magle hladnog vazduha se javljaju najčešće u jesen i zimi iznad vodenih površina ili vlažnog zemljišta. Vodena para koja isparava sa tople površine kondenzuje se u hladnom vazduhu, u kome brzo dolazi do zasićenja i obrazovanja magle (slika 4.14). Advektivne magle hladnog vazduha iznad vodenih površina se mogu formirati i u toku dana i u toku noći, dok se iznad vlažnog zemljišta javljaju samo danju, kada se tlo dovoljno zagreje.



Slika 4.14 Obrazovanje magle advekcijom hladnog vazduha

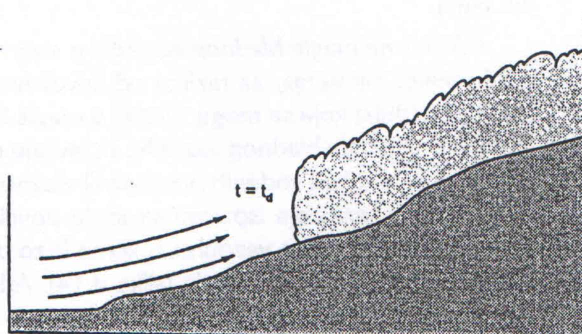
Frontalne magle obično nastaju u hladnom vazduhu ispred toplog ili iza hladnog fronta. Tople kišne kapi koje padaju kroz hladan vazduh isparavaju, pa pri mešanju to-



Slika 4.15 Frontalna magla

plog i vlažnog sa suvljim i hladnijim vazduhom dolazi do zasićenja vodene pare i obrazovanja magle (slika 4.15).

Padinske magle nastaju kada se vlažan vazduh uzdiže uz strme strane brda ili planina i adijabatski hladi (slika 4.16).



Slika 4.16 Padinska magla

Gradske magle javljaju se u urbanim sredinama pri tihom i mirnom vremenu zbog povećane koncentracije higroskopnih čestica. To su najčešće u osnovi radijacione magle, a povećana koncentracija jezgara kondenzacije omogućava da do kondenzacije i formiranja magle dođe pri manjem zasićenju vodene pare nego što se to dešava u nezagađenom vazduhu. Ako inverzija temperature koja onemogućava vertikalni transport primesa potraje, gradska magla postaje veoma gusta, a koncentracija zagađujućih materija može dostići vrednosti veoma štetne za ljudsko zdravlje. Ove otrovne magle se često nazivaju smog (od engleskih reči: smoke - dim i fog - magla). Po sastavu smog može biti sumporni ili fotohemijski.

Sumporni smog nastaje sagorevanjem fosilnih goriva. Javlja se najčešće u hladnijem delu godine, koji se poklapa sa grejnom sezonom i povoljnim uslovima za nastanak temperaturnih inverzija. Primarni produkt sagorevanja fosilnih goriva je sumpor-dioksid (SO_2), koji oksiduje u sumpor-trioksid (SO_3), a dalje u reakciji sa vodenom parom i u prisustvu katalizatora stvara sumpornu kiselinu (H_2SO_4). Sumporna kiselina u reakciji sa drugim supstancama obrazuje sulfatne čestice koje se taože, pa pri povećanoj vlažnosti vazduha i nepovoljnim meteorološkim uslovima za disperziju, dolazi do obrazovanja magle tj. sumpornog smoga. Ova vrsta smoga naziva se i londonski smog, jer je nekada bio karakterističan za London, grad koji danas nema više takvih problema zbog preduzetih mera za smanjenje zagađenja vazduha.

Fotohemijski smog nastaje delovanjem Sunčevog ultraljubičastog zračenja na oksid azota u prisustvu ugljovodonika. Nizom hemijskih reakcija stvara se širok spektar sekundarnih zagađivača: ozon, kiseonik, azot dioksid, nitrati. Fotohemijski smog je praćen smeđom maglom, ima karakterističan miris i izaziva iritaciju očiju. Obično nastaje leti u urbanim sredinama gde postoji izuzetno veliki broj vozila koja zagađuju vazduh. Često se javlja u Atini, Los Anđelesu i drugim velikim gradovima. Ova vrsta urbanog smoga često se naziva i LA smog.

Suve magle ili **čađevine** nastaju kada je koncentracija aerosola tako velika da dolazi do smanjivanja vidljivosti i u odsustvu kondenzacije. Mogu se javiti u gradskim i industrijskim zonama, prilikom velikih šumskih požara i erupcija vulkana.

4.8 OBLACI

Oblaci su veoma značajna atmosferska pojava. U svakom trenutku oni pokrivaju oko polovine Zemljine površine. Bez oblaka ne bi bilo ni kiše ni snega, ni groma ni munje, ni duge ni venca oko Sunca i Meseca. Oblaci menjaju bilans zračenja u sistemu Zemlja-atmosfera i uzrok su, dakle, pojave različitih hidrometeora, elektrometeora i fotometeora u atmosferi. Oni svojim oblikom i propratnim pojavama daju jasnu sliku o vazdušnim strujanjima na visini i stanju atmosfere.

Oblaci predstavljaju vidljivi skup sićušnih vodenih kapi i kristalića leda koji lebde u vazduhu. Oblaci su, kao i magla, posledica mržnjenja vodenih kapljica, kondenzacije i depozicije vodene pare u atmosferi. Iako se bitno ne razlikuju po svom sastavu, postoji nekoliko važnih razlika između magle i oblaka. Magla se obrazuje u prizemnom sloju atmosfere pri mirnom vremenu ili pri slabom vetru, dok oblaci nastaju na različitim visinama iznad Zemljine površine obično pri jakim vertikal-

nim vazdušnim strujanjima. Vodene kapljice i ledeni kristalići, od kojih se sastoje magla i oblaci, razlikuju se po svojim dimenzijama - oblaci se sastoje od nešto većih kapljica i kristalića nego magla. Magla je uglavnom stabilna tvorevina, dok oblaci mogu biti nestabilni, stabilni i slabolabilni.

Oblaci se nalaze u stalnom procesu stvaranja, razvoja i nestajanja. Na periferiji oblak stalno isparava, ali dok postoji priliv kondenzovane ili deponovane vodene pare on ne iščezava. Oblaci naročito brzo nestaju kada se nađu u silaznoj vazdušnoj struji, jer zbog adijabatskog zagrevanja dolazi do isparavanja oblačnih kapljica.

4.8.1 Klasifikacija oblaka

Oblaci se veoma razlikuju po mnogim svojim karakteristikama. Postoji praktično bezbroj različitih oblaka koji se mogu videti na nebu. Uprkos velikoj raznolikosti oblaci se mogu svrstati u određen broj grupa na osnovu njihovog oblika, visine, načina postanka i fizičkog sastava.

PODELA OBLAKA PREMA OBLIKU

Prema spoljašnjem izgledu oblaci se mogu podeliti na tri osnovna i više prelaznih oblika. Tri osnovna oblika su:

kumulusi[12] - gomilasti oblaci,
stratusi[13] - slojeviti oblaci,
cirusi[14] - perjasto-pramenasti oblaci.

Kumulusi ili gomilasti oblaci nastaju u nestabilnoj atmosferi gde su izražena vertikalna kretanja vazduha. Uzdizanje vazduha je lokalno, pa ovi oblaci ne prekrivaju celo nebo, već imaju ćelijsku strukturu. Slojeviti oblaci ili stratusi nastaju prinudnim uzdizanjem ili turbulentnim mešanjem vazduha u stabilnoj atmosferi. Cirusi nastaju u oblastima jakih visinskih vetrova.

PODELA OBLAKA PREMA VISINI

Prema visini na kojoj se javljaju oblaci se dele na *niske, srednje i visoke oblake*. Postoji i četvrta grupa kojoj pripadaju *oblaci vertikalnog razvitka*. Ovi oblaci se razvijaju više u vertikalnom nego u horizontalnom pravcu, prostirući se u debljem sloju vazduha. Visina na kojoj se pojedini oblaci iz svake od ovih grupa nalaze zavisi od geografske širine. U tabeli 4.1 date su približne vrednosti visine baze oblaka po geografskim pojasevima.

Tabela 4.1 Visina baze oblaka u zavisnosti od geografske širine

Grupa oblaka	Tropski pojas	Umereni pojas	Polarna oblast
visoki	6 - 18 km	5 - 13 km	3 - 8 km
srednji	2 - 8 km	2 - 7 km	2 - 4 km
niski	0 - 2 km	0 - 2 km	0 - 2 km

Razlike u visinama baze oblaka su u prvom redu posledica toga što se visina na kojoj je temperatura vazduha manja od 0°C menja sa geografskom širinom. U tropima nulta izoterma je na visini od oko 6 km, a u polarnim oblastima na oko 3 km.

MEĐUNARODNA KLASIFIKACIJA OBLAKA

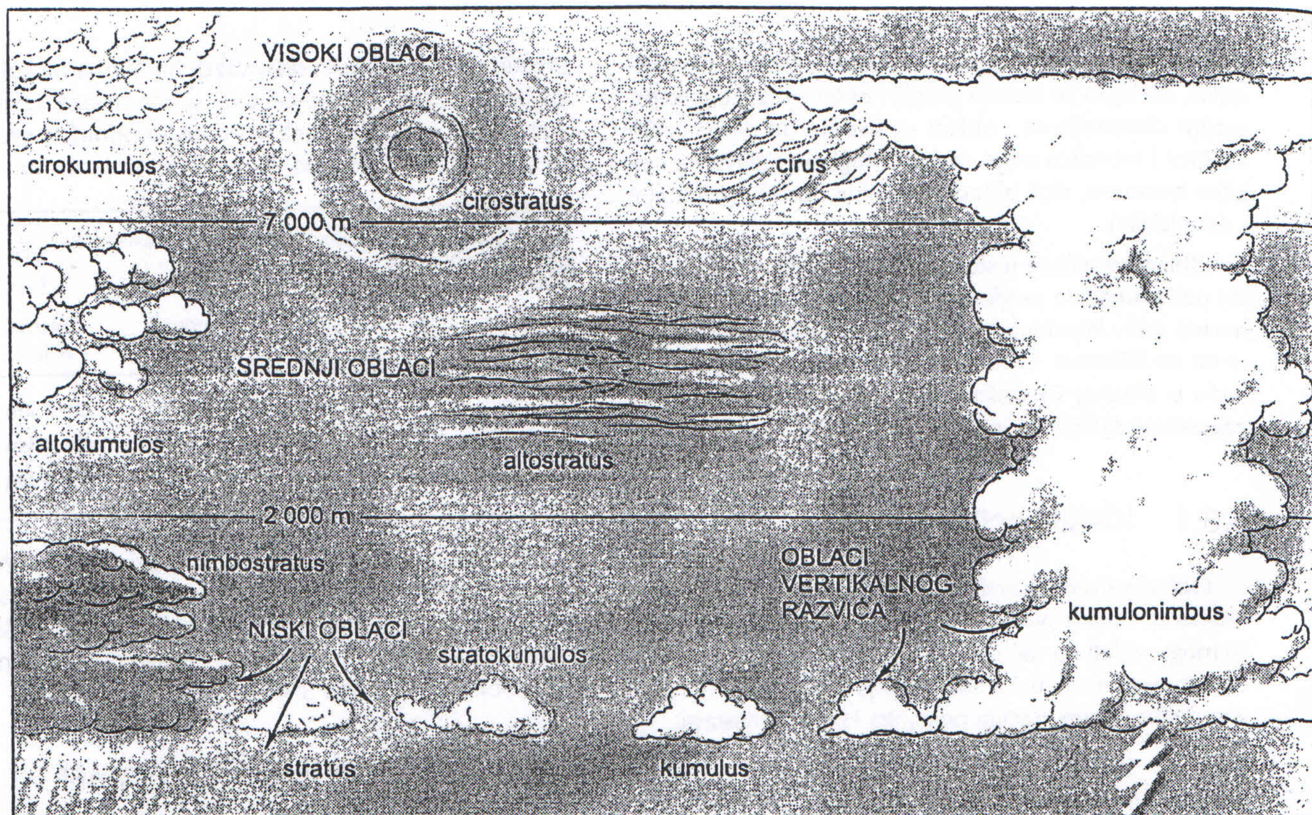
Međunarodna klasifikacija oblaka, usvojena od strane Svetske meteorološke organizacije i detaljno opisana u Atlasu oblaka, izvršena je prvenstveno prema obliku i visini na kojoj se oblaci nalaze. Na osnovu visine, oblaci su svrstani u četiri porodice, a na osnovu oblika u 10 osnovnih rodova (tabela 4.2 i slika 4.17).

Tabela 4.2 Međunarodna klasifikacija oblaka

Porodica	Rod*
niski oblaci	Nimbostratus[15] (Ns) Stratocumulus (Sc) Stratus (St)
srednji oblaci	Altostratus (As) Altocumulus (Ac)
visoki	Cirrus (Ci) Cirrostratus (Cs) Cirrocumulus (Cc)
oblaci vertikalnog razvitka	Cumulus (Cu) Cumulonimbus (Cb)

* data su međunarodna latinska imena i skraćenice

[12] kumulus (lat. cumulus) - gomila.
[13] stratus (lat. strartus) - prostrt.
[14] cirus (lat cirrus) - kovrdža, uvojak.
[15] nimbus (lat. nimbus) - u meteorologiji označava kišni oblak, inače sjajni krug oko glave svetitelja.



Slika 4.17 Klasifikacija oblaka po visini i obliku

Visoki oblaci se gotovo isključivo sastoje od kristalića leda zbog niske temperature vazduha na visinama na kojima se formiraju. To su oblaci male debljine, uglavnom bele boje iz kojih se ne izlučuju padavine.

Cirusi (cirrusi) su visoki oblaci koji se najčešće javljaju. To su razdvojeni oblaci vlaknastog ili talasastog izgleda.

Cirokumulusi (cirrocumulusi) su visoki oblaci koji izgledaju kao grudve snega manje-više pravilno raspoređene u vidu nabora ili brazda. Obično pokrivaju manji deo neba.

Cirostratusi (cirrostratusi) su visoki oblaci koji kao veo prekrivaju celo nebo, kroz koje se raspoznaju konture Sunca ili Meseca. Veoma često se u njihovom prisustvu može osmotriti halo.

Srednji oblaci su najčešće sastavljeni od prehlađenih kapljica vode, ali mogu biti i mešovitog sastava ili čak sastavljeni samo od ledenih kristalića.

Altokumulusi (altocumulusi) su sivi ili beli oblaci u obliku grudvi ili ploča, obično pravilno raspoređenih. Razlikuju se od cirokumulusa, osim po visini, i po tome što su elementi oblačnog sloja krupniji i što je obično njihov unutrašnji deo svetlije, a spoljašnji tamnije boje. Iz altokumulusa se mogu javiti padavine.

Altostratus (altostratus) je siv ili plavičast, izbrazdan ili ujednačen oblačni sloj koji obično prekri va celo nebo. Kroz tanje delove ovog oblaka se može videti Sunce kao kroz mlečno staklo. Razlikuju se od cirostratusa po visini, boji i po načinu po kome propuštaju Sunčevu svetlost - ne prave senku na Zemlji i ne uzrokuju halo pojave. Iz altostratusa se mogu izlučivati padavine slabijeg intenziteta koje zahvataju širu oblast.

Niski oblaci su uglavnom sastavljeni od vodenih kapljica. Na niskim temperaturama mogu sadržati i sneg i ledene kristaliće.

Nimbostratus (nimbostratus) je tamnosivi oblak znatne debljine, koji u potpunosti zaklanja Sunce i Mesec. To je padavinski oblak iz koga neprekidno pada kiša ili sneg slabijeg intenziteta. Vidljivost ispod nimbostratusa je veoma često smanjenja, jer kiša koja pada isparava. Ako dođe do zasićenja vodene pare ispod nimbostratusa može doći do obrazovanja magle ili još nižeg sloja oblaka.

Stratokumulus (stratocumulus) je sivobeličasti sloj sastavljen od razdvojenih ili sastavljeniih grudvi ili plo-

ča. Elementi ovog oblačnog sloja su veći nego kod altokumulusa. Iz ovog oblaka ponekad pada slaba kiša ili sneg.

Stratus (stratus) je niski oblak sive boje koji pokriva celo nebo. Po svom sastavu sličan je magli, ali ne dodiruje Zemljinu površinu. Ponekad iz njega mogu padati slabe padavine, kao što su sipeća kiša ili sitan zrnast sneg.

Oblaci vertikalnog razvitka nastaju intenzivnim vertikalnim uzdizanjem vazduha u nestabilnoj atmosferi.

Kumulusi (cumulusi) su izdvojeni, jasno oivičeni oblaci. Baza im je ravna i tamnije boje, a gornji deo beo i u obliku kupola, brežuljaka. Kumulusi slabijeg verikalnog razvića su tzv. "kumulusi lepog vremena", dok iz većih i više razvijenih kumulusa koji liče na karfiol može doći do izlučivanja pljuskovitih padavina.

Kumulonimbus (cumulonimbus) je olujni oblak znatnog vertikalnog prostiranja. Ponekad doseže čak do tropopauze. Baza oblaka je tamne boje i prilično ravna, a gornji deo je u obliku nakovnja ili perjanice. Obično nastaje iz velikih i razvijenih kumulusa. Donji deo oblaka je sastavljen od vodenih kapi, središnji je mešovitog sastava, a gornji deo se sastoji od kristalića leda. Iz kumulonimbusa se izlučuju pljuskovite padavine - kiša, sneg ili grad, uz olujni vetar i električna pražnjenja.

Pored 10 rodova oblaka postoji i 14 vrsta, 9 podvrsta, kao i 9 posebnih obeležja po kojima se razlikuju oblaci. Oblak određenog roda može pripadati samo jednoj vrsti, dok se određena vrsta može pripisati oblacima različitih rodova. Oblak može imati karakteristike više podvrsta, što znači da se podvrste međusobno ne isključuju kao vrste. Isto važi i za dodatna obeležja oblaka - osmotreni oblak može imati jedan ili više dopunskih odlika. Određenom rodu oblaka ne mora obavezno da se pripiše i naziv neke od vrsta, podvrsta ili dodatnog obeležja, ako ono nije jasno izraženo. Navođenje svih vrsta, podvrsta i dodatnih obeležja oblaka prevazilazi okvire ovog udžbenika, pa će biti nabrojani samo nazivi nekih od njih: *lenticularis* (sočivast; vrsta Cc, Ac ili Sc), *mamma* (dojka; dodatno obeležje Ci, Ac, As ili Sc sa donjim delom u obliku kese koja visi), *fractus* (razbijen; vrsta St ili Cu), *humilis* (male veličine; vrsta slabo razvijenog Cu obično ravne baze), *congestus* (nagomilan; vrsta veoma razvijenog Cu u verikalnom pravcu, liči na karfiol), *calvus* (ćelav; vrsta Cb koji gubi gomilastu formu obično na vrhu), *capillatus* (kosmat; vrsta Cb vlaknastog gornjeg dela), *incus* (nakovanj, dodatno obeležje Cb sa gornjim delom u obliku nakovnja), *pileus* (kapa; dodatno obeležje kumulusnih oblaka sa gornjim delom u obliku kape, kapuljače), *castellanus* (zamak; vrsta oblaka vertikalnog razvoja koji liče na kule), *undulatus* (talasast, podvrsta oblaka talasastog izgleda), *translucidus* (proziran; podvrsta oblaka koji pokriva veći deo neba i kroz koji se vidi Sunce ili Mesec), *praecipitatio* (padavine; dodatno obeležje As, Ns, Sc, St, Cu ili Cb iz kojih se izlučuju padavine), itd.

Na kraju knjige, u dodatku VI, nalazi se mali atlas oblaka, u kome se mogu videti, pored ostalih, i fotografije osnovnih rodova oblaka.

PODELA OBLAKA PREMA FIZIČKOM SASTAVU

Kao što je već rečeno oblaci se mogu sastojati od vodenih kapljica, kristalića leda ili mogu biti mešovitog sastava. Dimenzije kapljica vode, kao i dimenzije i oblik ledenih kristalića mogu biti veoma različiti i u istom oblaku.

Veličina i oblik ledenih kristalića zavise prvenstveno od temperature vazduha (tabela 4..3). Osnovni oblici kristalića leda u oblacima su šestostrana pločica i šestostrana prizma.

Tabela 4.3 Oblik ledenih kristala u zavisnosti od temperature

Oblik kristala leda	Temperatura
pločice	0 do -4°C
iglice	-4 do -6°C
prizme	-5 do -10°C
pločice	-10 do -12°C
zvezdice	-12 do -16°C
pločice	-16 do -22°C
prizme	-22 do -50°C

U zavisnosti od sastava oblaci mogu biti:

- **koloidno[16]-stabilni** - oblaci koji se sastoje od kristalića leda ili sićušnih vodenih kapljica;
- **koloidno-labilni** - oblaci koji su mešovitog sastava ili se sastoje od većih vodenih kapljica različitih dimenzija;
- **koloidno-slabolabilni** - oblaci koji se sastoje od kristalića leda ili manjih vodenih kapljica različitih dimenzija.

[16] koloid (grč. kolla - lepak, eidos - oblik) - sistem od dve supstance koje se nalaze u različitim agregatnim stanjima.

Labilni oblaci su izrazito padavinski oblaci, dok iz stabilnih oblaka uglavnom nema padavina. Iz slabolabilnih oblaka može ponekad da sipi kiša ili da pada sitan zrnast sneg. Najstabilniji su visoki oblaci (cirusi, cirostratusi, cirokumulusi), a najnestabilniji kumulonombusi.

PODELA OBLAKA PREMA NAČINU POSTANKA

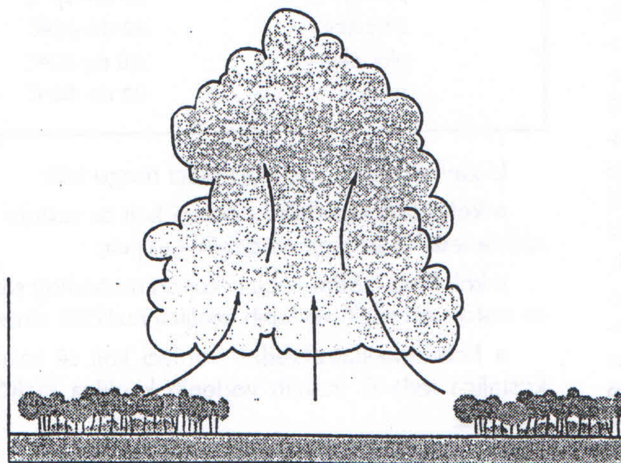
Oblaci najčešće nastaju adijabatskim širenjem i hlađenjem vazduha usled:

- termičke konvekcije,
- uzdizanja vazduha na orografskim preprekama,
- uzdizanja toplog vazduha iznad klina hladnog vazduha,
- dinamički uslovljenih vertikalnih kretanja vazduha,
- naglog lokalnog pada pritiska koji se dešava u tornadima, trombama i morskim pijavicama.

Do formiranja oblaka može doći i zbog:

- turbulentnog transporta vodene pare i kondenzacionih jezgara do sloja inverzije i mešanja vazdušnih masa različitih temperatura,
- talasnih kretanja u atmosferi.

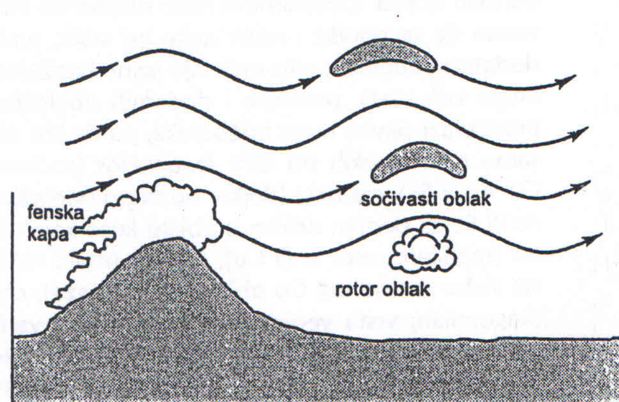
Konvektivni oblaci nastaju pri uzdizanju vazduha iznad zagrejane podloge (slika 4.18). Da bi došlo do formiranja ovih oblaka pored jakog zagrevanja Zemljine površine, potrebno je da je vazduh dovoljno vlažan, atmosfera nestabilna, a nivo kondenzacije niži od nivoa slobodne konvekcije. Brzina toplog vazduha koji se uzdiže i adijabatski hladi povećava se do nivoa konvekcije, na kome se temperatura vazduha izjednačava sa temperaturom okolne atmosfere. Ako se pri uzdizanju vazduh ohladi do tačke rose dolazi do kondenzacije i formiranja oblaka čija se donja osnova nalazi relativno nisko a gornja može dostići znatne visine. Po stepenu razvijenosti konvektivni oblaci se dele na kumuluse (Cu) i kumulonimbuse (Cb).


Slika 4.18 Konvektivni oblak

Orografski oblaci nastaju usled prisilnog uzdizanja vlažnog vazduha pri nailasku na planinsku prepreku. Mogu se javiti ispred, iznad ili iza orografske prepreke i imati različite oblike. Ako je atmosfera nestabilna, formiraju se kumulusni, a ako je stabilna slojeviti oblaci (slika 4.19). Pri prebacivanju vazduha preko planinskih venaca, na navetrenoj strani obrazuju se oblaci većih razmera, koji kao kapa prekrivaju planinski vrh i nazivaju se fenska kapa ili fenski zid (slika 4.20). Mogu se videti i sa zavetrene strane planine, a ako je vazduh veoma vlažan mogu preći i preko planinskog grebena do visine na kojoj sve oblačne kapljice pri spuštanju ispare.



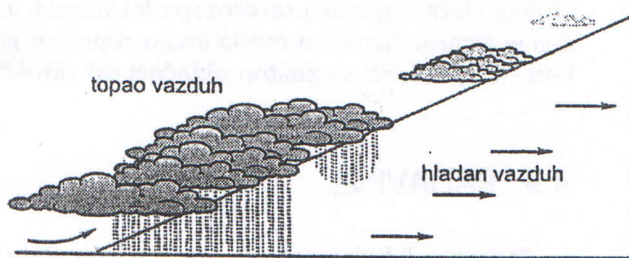
Slika 4.19 Orografski oblaci



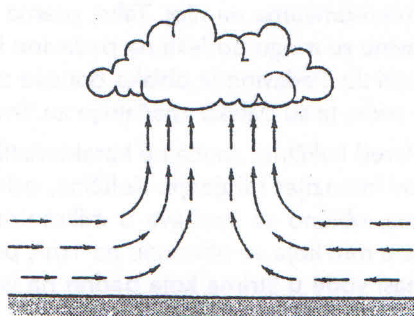
Slika 4.20 Karakteristični oblaci planinskih talasa

Pri određenim meteorološkim uslovima može doći i do formiranja tzv. stojećih talasa pri prebacivanju vazduha preko planinskih venaca. Na uzlaznim delovima stojećih talasa, ako je vazduh dovoljno vlažan, javljaju se oblaci sočivastog oblika roda Sc, Ac i Cc, vrste lentikularis (slika 4.20). Niz struju u nižim slojevima atmosfere javljaju se vrtlozi sa horizontalnom osovinom tzv. "rotori", a ako je vazduh dovoljno vlažan na uzlaznom delu vrtloga i gomilasti oblaci u obliku rolne (slika 4.20). Osim opisanog talasanja pod uticajem orografije, do talasanja vazduha može doći i u slobodnoj atmosferi pri određenim fizičko-meteorološkim uslovima (npr. pri horizontalnom kretanju nejednakim brzinama dve vazdušne mase različitih temperatura, ispod visinskih inverzija i sl.). Ako je vazduh dovoljno vlažan, na grebenima talasa dolazi do kondenzacije i sublimacije vodene pare i obrazovanja **oblaka talasa**, najčešće roda As i Sc.

Zona koja razdvaja vazdušne mase različitih temperatura naziva se front. Toplija vazdušna masa kao ređa i lakša ima tendenciju da se postavi iznad hladnije vazdušne mase. Uzdizanjem toplog uz klin hladnog vazduha nastaje čitav sistem različitih oblaka, koji se nazivaju **frontalni oblaci** (slika 4.21).



Slika 4.21 Frontalni oblaci

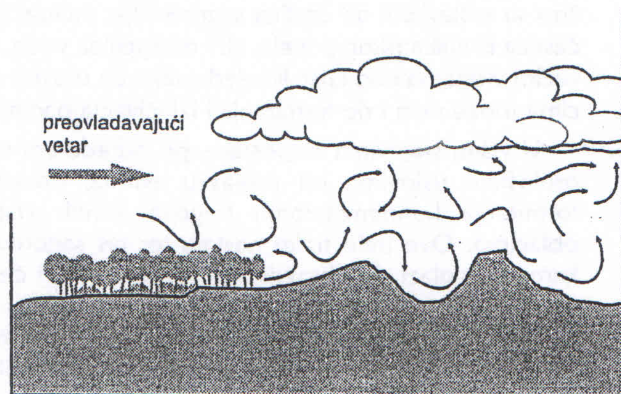

Slika 4.22 Oblak nastao konvergencijom vazduha

U oblastima gde postoji konvergencija vlažnog vazduha u prizemlju, dolazi do formiranja oblaka pri uzdizanju vazduha (slika 4.22). Oblačni sistem može biti veoma razvijen i zahvatati veću oblast, a padavine iz oblaka Cu i Cb veoma obilne. Ovakva dinamički uslovljena vertikalna kretanja vazduha nastaju najčešće u ciklonima, pa se i ovi oblaci često nazivaju **ciklonski oblaci**.

U atmosferskim vrtlozima, kao što su tornada, trombe i morske pijavice, zbog velikog pada pritiska, dolazi do naglog širenja i hlađenja vazduha i burne kondenzacije, zbog koje vrtlog postaje vidljiv (slika 4.23).


Slika 4.23 Oblačni sistem tornada

Slojeviti oblaci koji nastaju kao posledica turbulencije i mešanja vazduha u prizemnom sloju atmosfere nazivaju se **oblaci turbulencije** (slika 4.24). Nastaju kada



Slika 4.24 Oblaci turbulencije

se vazduh na uzlaznom delu turbulentnog vrtloga ohladi do tačke rose. Oblaci nastali na ovaj način su obično roda St ili Sc i mogu prekrivati širu oblast.

■ SPECIJALNI OBLACI

U atmosferi se, pored do sada opisanih oblaka koji se formiraju u troposferi, obrazuju i oblaci u višim slojevima atmosfere. U stratosferi se mogu osmotriti sedefasti oblaci, a u mezosferi noćni svetleći oblaci.

Sedefasti oblaci javljaju se na visinama između 20 i 30 km. Mogu se osmotriti tokom zimskih meseci u planinskim polarnim oblastima (Aljaska, Skandinavija itd).

Kada su obasjani suncem, imaju sjajnu sedefastu boju. Na sedefastim oblacima dolazi i do irizacije, pa se mogu videti dugine boje paralelne sa ivicom oblaka. Pretpostavlja se da sedefasti oblaci nastaju usled adijabatskog hlađenja na grebenu orografskih talasa koji dosežu više slojeve atmosfere.

Noćni svetleći oblaci su slojeviti, veoma prozračni oblaci plavičastobele boje, koji se javljaju u gornjoj mezosferi na visini od oko 80 km. Mogu se osmotriti leti u polarnim oblastima. Vidljivi su samo u sumrak, kada su osvetljeni Sunčevom svetlošću koja više ne osvetljava površinu Zemlje i oblake u troposferi. Pretpostavlja se da nastaju deponovanjem vodene pare na česticama meteorske prašine u uslovima anomalnog snižavanja temperature u mezosferi, do kojeg dolazi u letnjim mesecima u okviru opšte cirkulacije atmosfere.

U atmosferi dolazi i do obrazovanja oblaka koji se razlikuju po svom sastavu i uzrocima nastanka od oblaka koji su opisani u prethodnim odeljcima. To su oblaci koji nastaju usled požara, vulkanskih erupcija i nuklearnih eksplozija. U zavisnosti od uzroka nastanka, pretežno su sastavljeni od čestica sagorevanja, radioaktivnih čestica ili vulkanskog pepela, ali i od kapljica vode, a na većim visinama i od kristalića leda, tako da u ovim oblacima može doći i do formiranja i izlučivanja padavina.

U višim slojevima troposfere, pri određenim meteorološkim uslovima pri prolasku aviona, dolazi do formiranja kondenzacionih tragova sličnih visokim oblacima. Ove bele trake nastaju jer pri sagorevanju kerozina dolazi do obrazovanja vodene pare i čestica sagorevanja koje povećavaju vlažnost vazduha i koncentraciju kondenzacionih jezgara. Koliko će se avionski tragovi zadržati na nebu, zavisi od zasićenosti vodene pare u okolnom vazduhu. Ako je vazduh nezasićen vodenom parom, što je najčešće slučaj, oni brzo isparavaju i iščezavaju. Kada je vazduh zasićeniji vodenom parom, tada se kondenzacioni tragovi mogu zadržati i nekoliko časova, postepeno dobijajući oblik cirusnih oblaka (Ci, Cs, i Cc).

4.8.2 Dnevni i godišnji hod oblačnosti

Oblačnost se procenjuje vizuelno i izražava u desetinama neba prekrivenog oblacima, a ponekad i u procentima. Oblačnost je veoma prostorno i vremenski promenjiv meteorološki elemenat koji zavisi od brojnih faktora: temperature i vlažnosti vazduha, stabilnosti atmosfere, preovlađujućih vetrova, vrste podloge, itd.

Oblačnost iznad vodenih površina, zbog većeg isparavanja, generalno je veća nego iznad kopna. Maksimum se javlja kada je temperatura vode viša od temperature vazduha, a to je uglavnom u toku dana noću, a u toku godine zimi.

U odsustvu atmosferskih poremećaja dnevni tok oblačnosti iznad kopna u umerenim širinama je povezan sa dnevnim hodom temperature vazduha. Maksimum se javlja u ranim jutarnjim, najhladnijim časovima ili u popodnevnim, najtoplijim časovima dana. Rano ujutru, zbog niske temperature vazduha, relativna vlažnost je velika i dolazi do formiranja magle ili niskih slojevitih oblaka. Ovaj jutarnji maksimum oblačnosti je karakterističan za primorska mesta, a iznad kontinentalnih mesta izražen je uglavnom zimi. Maksimum oblačnosti u popodnevnim satima je izražen leti zbog velikog zagrevanja tla usled kojeg dolazi do uzlaznih kretanja vazduha i povećanja konvektivne oblačnosti. Dnevni minimum oblačnosti leti je u noćnim satima zbog silaznih strujanja, a zimi u najtoplijem delu dana kada je relativna vlažnost vazduha mala zbog povišene temperature.

Godišnji tok oblačnosti u umerenim širinama zavisi u velikoj meri od putanje atmosferskih poremećaja i sezonskih promena relativne vlažnosti vazduha. U našim krajevima najoblačniji mesec je decembar, kada preovlađuju vlažni zapadni i severozapadni vetrovi, a najvedriji je avgust. Planinska mesta imaju suprotan godišnji hod - letnji meseci su znatno oblačniji od zimskih.

4.9 PADAVINE

Padavine ili **hidrometeori** predstavljaju vodu koja u tečnom ili čvrstom agregatnom stanju dospeva na Zemljinu površinu ili se na njoj obrazuje.

Padavine se mogu obrazovati u atmosferi - u oblacima i magli, ili na Zemlji - na samoj njenoj površini ili na pojedinim predmetima na njoj. Tako, prema mestu nastanka padavine se mogu podeliti na padavine iz oblaka i padavine pri tlu. Padavine iz oblaka donose znatno veću količinu vode, te su daleko značajnije za život na Zemlji.

Pored količine, značajne karakteristike padavina su i njihov intenzitet i trajanje. Količina, odnosno visina padavina, obično se izražava u milimetrima. Visina sloja vode u mm koja se obrazuje na 1 m^2, približno odgovara masi vode u litrima koja padne na istu jediničnu površinu. **Intenzitet padavina** se definiše kao količina padavina koja padne u određenom vremenskom interva-

lu (npr. mm/min, mm/h, itd.) Na osnovu intenziteta, padavine se dele na slabe, umerene i jake, a na osnovu trajanja na dugotrajne i kratkotrajne.

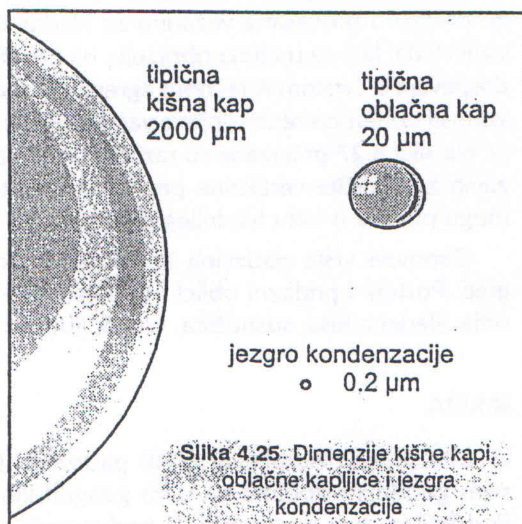
Po načinu padanja padavine se mogu podeliti na pljuskovite, ujednačene i sipeće. **Pljuskovite padavine** su jakog ali neujednačenog intenziteta, donose veću količinu vode, iako su kratkotrajne i obično se izlučuju iznad manje površine na Zemlji. **Ujednačene padavine** su dugotrajne, približno konstantnog intenziteta i zahvataju veću površinu. **Sipeće padavine** su veoma slabe padavine konstantnog intenziteta, koje iako dugo traju ne donose znatnu količinu vode.

4.9.1 Obrazovanje padavina u oblacima

Da bi došlo do izlučivanja padavina iz oblaka potrebno je da se oblačne kapljice i kristalići leda uvećaju toliko da njihova težina postane veća od otpora vazduha i uzlaznih strujanja. Pretpostavlja se da su dva mehanizma uglavnom odgovorna za obrazovanje padavina u oblacima. Jedan je sudaranje i spajanje vodenih kapljica, koje se odvija u tzv. toplim oblacima (oblaci koji se celi nalaze ispod nulte izoterme), a drugi je rast ledenih kristalića, koji se odvija u tzv. hladnim oblacima (oblaci koji se prostiru iznad nulte izoterme).

RAST OBLAČNIH KAPLJICA SUDAROM I SPAJANJEM

Tipična kišna kap ima oko sto puta veći prečnik od tipične oblačne kapljice (slika 4.25), što znači da je potrebno oko milion oblačnih kapljica da bi se obrazovala jedna kišna kap. Kondenzacijom vodene pare u atmosferi nastaju oblaci, ali kondenzacija je suviše spor proces da bi dovela i do formiranja padavina. Da bi kondenzacijom od oblačne kapljice nastala kišna kap, bilo bi potrebno i pod idealnim uslovima nekoliko dana.



Slika 4.25 Dimenzije kišne kapi, oblačne kapljice i jezgra kondenzacije

U toplim oblacima rast oblačnih kapljica kondenzacijom je u početku dominantan proces. Kada oblačne kapljice narastu do određenog prečnika, njihov rast do veličine kišnih kapi postiže se prvenstveno sudarima i spajanjem kapljica. Da bi se desio neophodan broj sudara za stvaranje kišne kapi, neophodno je da oblačne kapljice budu različitih dimenzija. Brzina padanja kapljica (tzv. terminalna brzina) povećava se sa veličinom kapi (tabela 4.4). Veće kapi imaju veću terminalnu brzinu

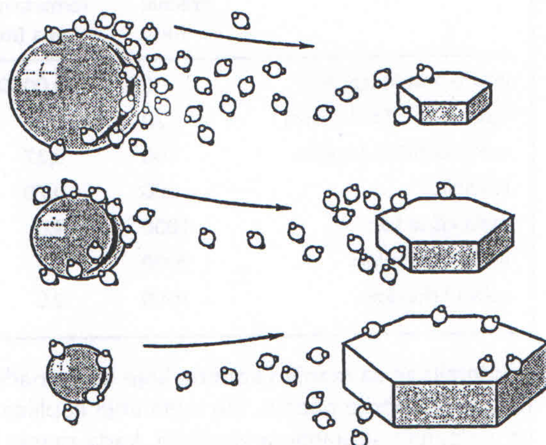
Tabela 4.4 Terminalna brzina jezgara kondenzacije, oblačnih kapljica i kišnih kapi različitih dimenzija

	Prečnik (µm)	Terminalna brzina (m/s)
jezgro kondenzacije	0,2	0,0000001
tipična oblačna kapljica	20	0,01
velika oblačna kapljica	100	0,27
izmaglica	200	0,70
mala kišna kap	1000	4,0
tipična kišna kap	2000	6,5
velika kišna kap	5000	9,0

i sudaraju se sa manjim kapima koje im se nađu na putu, a koje sporije padaju. Do sudaranja kapljica dolazi i pri uzlaznim strujanjima vazduha, kada manje kapljice sustižu veće, koje zbog veće težine imaju manju vertikalnu brzinu ili padaju ka Zemlji. Sudaranje kapljica ne mora uvek dovesti i do njihovog spajanja. Verovatnoća spajanja se povećava ukoliko su kapljice koje se sudaraju suprotno naelektrisane. Naravno, neke od većih kapi se i raspadaju dok padaju kroz vazduh, naročito pri sudarima. Krupnije kapi kiše formiraju se u oblacima veće debljine, u kojima su vertikalna i turbulentna kretanja intenzivnija, dok se u oblacima male debljine i slabih uzgonih kretanja, kakvi su npr. stratusi, mogu formirati samo sitnije kapi kiše. Ako je vazduh ispod ovih oblaka dovoljno vlažan pojaviće se sipeća kiša, a ako nije ili ako je baza oblaka nešto viša, kapljice vode će ispariti na putu do tla.

RAST LEDENIH KRISTALICA

Rast ledenih kristalića u oblacima mešovitog sastava objašnjava se činjenicom da je maksimalni napon vodene pare iznad površine leda manji nego iznad površine vode. Kada je vazduh prezasićen vodenom parom u odnosu na led, a nezasićen u odnosu na vodu, tada se dešava da kristalići leda rastu deponovanjem vodene pare, a kapljice prehlađene vode isparavaju (slika 4.26). Zbog toga se obično kaže da ledeni kristalići rastu na račun vodenih kapi. Ovaj proces je naročito intenzivan na temperaturi od oko -12ºC, kada je razlika maksimalnih napona vodene pare iznad leda i vode najveća (slika 4.4). Ledeni kristalići se dalje uvećavaju i interakcijama između oblačnih čestica: prikupljanjem manjih kristala na većim kristalima leda (agregacijom), prikupljanjem manjih kristala leda na većoj kapljici (mržnjenjem) i prikupljanjem manjih kapi vode na većim kristalima leda (akreacijom).



Slika 4.26 Rast ledenih kristalića na račun vodenih kapljica

Opisani mehanizmi koji dovode do obrazovanja padavina objašnjavaju zašto najobilnije padavine daju koloidno nestabilni oblaci mešovitog sastava. U oblacima koji se sastoje od mešavine ledenih kristalića i kapljica prehlađene vode dolazi od brzog rasta kristalića leda, prvo na račun vodenih kapljica, a zatim u procesu akreacije. U oblacima vertikalnog razvoja koji se sastoje samo od kapljica vode različitih dimenzija, obrazovanje padavina takođe može biti veoma intenzivno. U njima prvo velike kapljice rastu na račun malih, zbog razlike u vrednostima maksimalnih napona vodene pare iznad različito zakrivljenih površina, a zatim se dalje uvećavaju sudarom i spajanjem.

Pored sastava i dimenzija oblačnih delića, još neki parametri određuju da li će padavine biti značajne u datom oblaku ili ne. To su: vodnost oblaka, vremenska razmera (trajanje), debljina, vertikalna brzina, temperatura i turbulencija u oblaku. Vodnost oblaka definiše se kao količina vode u tečnom ili čvrstom stanju, izražena u gramima, koja se nalazi u jedinici zapremine oblaka. Naravno, što je veća vodnost oblaka veća je i verovatnoća da će doći do padavina. Ako je vodnost oblaka manja od 0,5 g/m³ smatra se da oblak ne može biti padavinski. Ako je trajanje oblaka kraće od vremena potrebnog za formiranje padavina, do pojave padavina neće doći i pri dovoljnoj vodnosti oblaka. Debljina i vrednost vertikalne brzine vazduha u oblaku određuje vreme zadržavanja vodenih kapljica i kristalića leda u oblaku. Padavinski potencijal oblaka se povećava sa povećanjem temperature baze oblaka, razlike u temperaturama baze i vrha oblaka, kao i pojačanim turbulentnim kretanjima koja povećavaju mogućnost sudara oblačnih kapljica. Npr. u magli, koja po mnogim svojim karakteristikama predstavlja oblak, vodnost iznosi od 0,05 do 0,2 g/m³, trajanje magle je između 2 i 6 časova, a vertikalna brzina je oko 0,01 m/s. U dobro razvijenom kumulusnom oblaku vodnost iznosi od 0,5 do 2,5 g/m³, život oblaka je između 20 i 45 minuta, vertikalna brzina je oko 10 m/s, a turbulencija je veoma jaka.

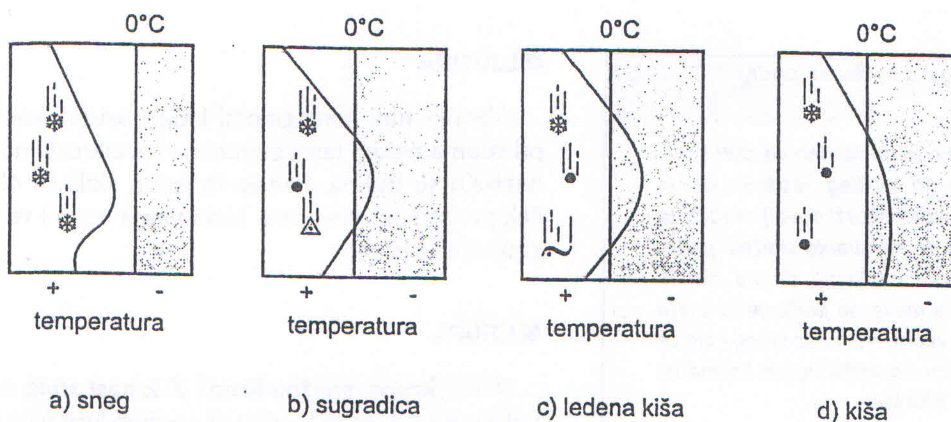
4.9.2 Padavine iz oblaka

U umerenim i većim geografskim širinama, gde se oblaci uglavnom prostiru iznad nulte izoterme, padavine nastaju u procesima vezanim za hladne oblake. Kristalići leda, koji se u njima obrazuju, na površinu Zemlje dospevaju u čvrstom ili tečnom agregatnom stanju, u zavisnosti od temperature slojeva vazduha kroz koje padaju. Na slici 4.27 prikazane su različite vrste padavina vezanih za različite vertikalne profile temperature koji se mogu pojaviti u toku hladnijeg dela godine.

Osnovne vrste padavina iz oblaka su: kiša, sneg i grad. Postoje i prelazni oblici i podvrste kao što su: rosulja, sleđena kiša, susnežica, krupa, ljutina i sugradica.

KIŠA

Kiša je najzastupljeniji oblik padavina. Javlja se u svim godišnjim dobima na svim geografskim širinama. Pod kišom se u meteorologiji podrazumevaju vodene



Slika 4.27 Različiti oblici padavina u zavisnosti od vertikalnog profila temperature

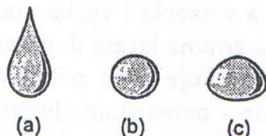
kapi čiji je prečnik veći od 0,5 mm. Kišne kapi koje dospevaju do površine Zemlje retko su veće od 6 mm, jer se krupnije kapi raspadaju u sudarima sa drugim kapima i usled otpora vazduha. Tipične kapi umereno jake kiše imaju prečnik oko 2 mm.

Sićušne vodene kapi manjeg prečnika od 0,5 mm, koje dospevaju na površinu Zemlje padajući veoma sporo, nazivaju se **rosulja, sipeća kiša ili izmaglica**. Sipeća kiša najčešće pada iz stratusa. U našim krajevima stratusi i ova vrsta padavina najčešće se javljaju zimi u toplom sektoru ciklona. Kada je vazduh nezasićen, dešava se i da krupnije kapi kiše dospeju na površinu Zemlje kao rosulja, jer pri padanju delimično ispare. Ponekad, zbog veoma male vlažnosti vazduha, sve kišne kapi ispare pre nego što stignu do tla i ta pojava padavinske zavese, koja kao da visi u vazduhu, naziva se virga.

Dugotrajne kiše, umerenog intenziteta, uglavnom padaju iz nimbostratusa. U našim krajevima one se obično javljaju u jesen pri prolasku toplog fronta ili centra ciklona.

Kog su oblika kišne kapi?

Kišne kapi koje padaju nisu u obliku suze (slika 4.28 a), iako se najčešće na crtežima tako prikazuju. Oblik kišnih kapi zavisi od njihovih dimenzija. Kišne kapi čiji je dijametar manji od 2 mm imaju sferni oblik (slika 4.28 b), dok su krupnije kapi spljoštene (slika 4.28 c), zbog većeg pritiska kojim okolni vazduh deluje na donji deo kapljice.



Slika 4.28

Pljusak kiše predstavlja kišu velikog intenziteta, većeg od 1 mm/min. Pljuskovite padavine se javljaju uglavnom iz kumulonimbusa, oblaka u kojima su veoma jaka vertikalna strujanja, pa su i kišne kapi veoma krupne. U našim krajevima pljuskovite padavine se najšešće javljaju u maju i junu.

Ledena kiša je kiša čije se kapljice lede u trenutku dodira sa tlom, predmetima na tlu ili letilicima u vazduhu.

Kišne kapi su obično providne, ali ponekad mogu biti i različitih boja. Tako npr. ako vazduh iz severne Afrike koji sadrži pesak, prelazeći preko Sredozemnog mora nošen južnim vetrovima postane zasićen vodenom parom, kiša koja pada u našim krajevima je žutosmeđe boje. Kada kišne kapi reaguju sa različitim zagađujućim materijama, kao što su azotna i sumporna jedinjenja, dolazi do pojave kiselih kiša, koje imaju veoma štetno dejstvo na životnu sredinu.

SNEG

Sneg je vrsta padavina iz oblaka u čvrstom stanju. U umerenim i višim geografskim širinama, kao što je već rečeno, padavine iz oblaka su uglavnom u čvrstom stanju na većim visinama, a do površine Zemlje dospevaju u čvrstom ili tečnom agregatnom stanju u zavisnosti od profila temperature u prizemnom sloju vazduha. Sneg može padati kroz sloj vazduha čija je temperatura iznad 0°C, a debljina do oko 300 m, pre nego što se sasvim istopi.

Sneg pada pri širokom rasponu temperatura prizemnog sloja vazduha. U umerenim širinama najčešće pada kada je temperatura prizemnog vazduha između -2 i +2°C. Ukoliko sneg pada kroz topliji vazduh, može doći do osetnog pada temperature vazduha zbog topljenja snežnih pahuljica. Kada sneg pada pri negativnim temperaturama, tada dolazi do izvesnog zagrevanja vazdu-

Da li je tačno da sneg ne može da pada kada je jako hladno?

Ne, nije tačno. Činjenica je da hladan vazduh sadrži manje vodene pare od toplijeg vazduha, ali na svim temperaturama vazduh sadrži dovoljno vodene pare da može da dođe do formiranja snežnih pahuljica. Razlog, uvreženom mišljenju da na niskim temperaturama sneg ne može da pada, je to što je zimi najhladnije tokom vedrih noći bez vetra, koje se javljaju u anticiklonarnim situacijama, pri kojima ne dolazi do obrazovanja oblaka.

Koja je najviša temperatura na kojoj može da pada sneg?

Da bi sneg padao na temperaturama koje su iznad nule, potrebno je da relativna vlažnost vazduha bude veoma niska. Najviša temperatura pri kojoj može da pada sneg je oko +10°C. Izuzetno može da se desi da sneg pada i na temperaturama višim od +10°C, kada su snežne pahuljice nošene hladnim i relativno suvim silaznim strujanjima u olujnim nepogodama.

ha zbog odvijanja procesa depozicije pri kome se oslobađa latentna toplota.

Snežne pahuljice su najčešće u obliku šestokrakih zvezdica. Kada je vazduh kroz koji pada sneg vlažan, a temperatura oko 0°C, tada se pahuljice spajaju i obrazuju veće pahulje, prečnika nekoliko centimetara. Pri niskim temperaturama pada suvi sneg tzv. pršić. Suvi sneg se zadržava na površini Zemlje obrazujući snežni pokrivač, dok se vlažni sneg topi i ne zadržava na tlu.

Pljusak snega javlja se u hladnijem delu godine iz kumulusnih oblaka.

Dugotrajne snežne padavine padaju iz nimbostratusa i altostratusa.

Susnežica je pojava kada sneg i kiša padaju istovremeno. Nastaje kada je temperatura prizemnog vazduha pozitivna u sloju od više stotina metara, pa se znatan deo snežnih pahuljica istopi dok stigne do površine Zemlje.

Vejavica i mećava su meteorološke pojave vezane za sneg. **Vejavica** nastaje kada gust sneg pada uz pojačan vetar. **Mećava** je pojava kada vetar podiže sneg sa tla. *Niska mećava* se javlja nisko pri tlu i tada horizontalna vidljivost nije smanjena, dok je kod *visoke mećave* vidljivost smanjena jer vetar uzdiže sneg na veću visinu. *Opšta mećava* nastaje kada pada sneg i istovremeno biva vetrom podignut sa tla.

■ LJUTINA

Veoma sitni nerazgranati ledeni kristali koji padaju pri veoma niskim temperaturama i svetlucaju na Suncu, nazivaju se **ljutina**. Padaju iz jedva vidljivih oblaka ili čak pri vedrom vremenu, kada nema vetra i vertikalnih strujanja vazduha.

■ KRUPA

Sitna krupa, snežna krupa ili **zrnast sneg** sastoji se uglavnom od ledenih iglica ili snežnih kristalića pljosnatog i duguljastog oblika, prečnika manjeg od 1 mm. Pada iz istih oblaka iz kojih pada rosulja, a pri padu na tlo ne odskače. U narodu se ova vrsta padavina naziva *cigančići*.

Krupa, ledena krupa ili **solika** sastoji se od neprozračnih zrna leda okruglog ili kupastog oblika, prečnika 2 do 5 mm. Po građi je slična snegu, drobi se pod prstima, odskače i rasprskava se pri padu na tlo. Obično pada u obliku kratkog pljuska, u proleće, pri nestabilnom vremenu.

■ SUGRADICA

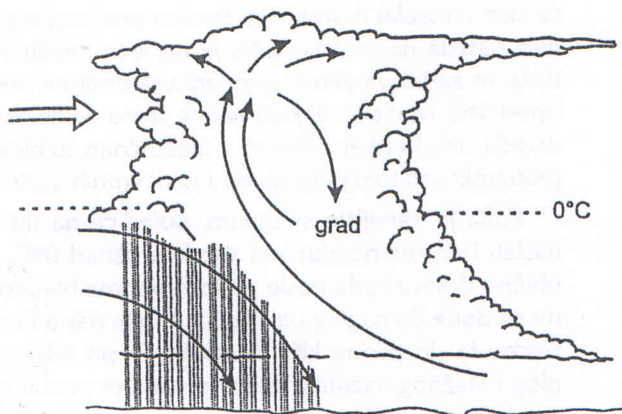
Sugradica se sastoji od zrna leda sfernog ili nepravilnog oblika, čiji je prečnik manji od 5 mm. Sugradica se odbija od tla proizvodeći karakterističan zvuk. Nastaje zamrzavanjem kišnih kapi ili još češće zamrzavanjem istopljenih snežnih pahuljica pri inverzijama temperature vazduha.

■ GRAD

Grad ili **tuča** je vrsta padavina iz oblaka koju čine zrna leda sfernog ili nepravilnog oblika prečnika od 5 do 50 mm, pa i više. Zrna grada mogu biti providna ili se sastojati od više mutnih i providnih slojeva koji se naizmenično smenjuju. Javlja se isključivo pri temperaturama prizemnog vazduha iznad 0°C. Padanje grada obično kratko traje, najčešće 5 do 10 minuta, praćeno je grmljavinom i ne zahvata široku oblast.

Grad pada iz razvijenih kumulonimbusa u kojima postoje jaka vertikalna strujanja i velika vodnost (slika 4.29). Obrazuje se na zrnima krupe ili na većim zamrznutim vodenim kapima koje rastu prikupljanjem prehlađenih kapljica vode - akreacijom. Jezgra grada se obično formiraju u središnjem delu kumulonimbusa.

gde je koncentracija prehlađenih kapljica vode najveća. Nošena jakim vertikalnim strujanjima, jezgra grada dospevaju u više i hladnije delove oblaka. Prehlađene ka-



Slika 4.29 Gradonosni oblak

pljice vode se lepe za jezgra grada, prevlačeći ih slojem leda koji je neproziran zbog zadržanih mehurića vazduha. Kada zrno grada postane dovoljno veliko i teško da uzlazna struja ne može da ga drži u vazduhu ili kada biva zahvaćeno silaznim strujanjima u kumulonimbusu, ono počinje da pada, prolazeći još jednom kroz sloj prehlađenih kapljica i uvećavajući se. Ako dospeju do nižih toplijih delova oblaka, zrna grada dobijaju providan sloj leda mržnjenjem većih kapljica vode, koje se razlivaju po celom zrnu, pa tek onda smrzavaju. Ta zrna mogu ponovo biti zahvaćena snažnim uzlaznim strujama i ponoviti sličan put kroz oblak ili pasti na površinu Zemlje.

Manja zrna grada mogu se istopiti padajući ka Zemlji, dok veća zrna grada nastala u jakim nepogodama dospevaju u čvrstom stanju na tlo, često prouzrokujući značajnu materijalnu štetu. Prečnik zrna grada je najčešće između 0,5 i 2 cm, ali može biti i znatno veći. Milion oblačnih kapljica je potrebno da bi nastala jedna kišna kap, a 10 milijardi oblačnih kapljica da bi se formiralo zrno grada prečnika 2 cm. Da bi zrno naraslo do ovih dimenzija potrebno je da se zadrži u oblaku 5 do 10 minuta. Jača uzlazna strujanja omogućavaju formiranje većih zrna grada dužim zadržavanjem u oblaku. U raznim krajevima sveta zabeležene su pojave komada grada koji su težili i nekoliko kilograma. U našoj zemlji 18. juna 1970. godine padao je grad težine 600-700 grama u okolini Valjeva i Osečine.

Grad najčešće pada u umerenim širinama, ali najvećeg intenziteta je u tropskim oblastima. U kontinentalnom delu naše zemlje grad se najčešće javlja u maju i junu i to obično u najtoplijim časovima u toku dana.

4.9.3 Padavine pri tlu

U padavine pri tlu ubrajaju se: rosa, slana, inje i poledica.

■ ROSA

Kada se vazduh u kontaktu sa hladnom površinom Zemlje ili predmetima na njoj kondukcijom ohladi do tačke rose, on postaje zasićen vodenom parom. Ukoliko je temperatura tačke rose iznad 0°C, tada dolazi do kondenzacije vodene pare i taloženja kapljica vode, koje se nazivaju **rosa**.

Rosa se obrazuje tokom vedrih noći sa slabim vetrom. Tada je efektivno izračivanje sa površine Zemlje veoma intenzivno. U toku oblačnih noći ili noći sa vetrom, mala je verovatnoća da će doći do obrazovanja rose. Oblačni sloj sprečava intenzivno hlađenje tla, dok vetar meša hladniji vazduh pri tlu i topliji vazduh iznad, pa se temperatura vazduha ne spušta do tačke rose.

Formiranje rose zavisi od radijacionih i toplotnih osobina tla i predmeta na kojima se obrazuje. Najčešće i najviše rose se formira na predmetima i podlogama koji dobro zrače u infracrvenom delu spektra a loše provode toplotu. Rosa se najčešće javlja na vegetaciji, zbog toga što gornje površine listova intenzivno gube toplotu zračenjem, a ona se ne može nadoknaditi usled slabog provođenja toplote od površine tla ka vegetaciji. Takođe, u biljnom sklopu vlažnost vazduha je povećana u odnosu na okolni vazduh, pa pre dolazi do zasićenja vodene pare nego iznad golog zemljišta.

Rosa je najobilnija i najčešće se javlja u tropskom pojasu, gde se gotovo svakog dana obrazuje znatna količina, koja se sliva sa biljaka i krovova kuća. U umerenom pojasu rosa se najčešće javlja u kasno proleće i ranu jesen, kada je vazduh dovoljno vlažan, a noći dovoljno duge.

SLANA

Slana se sastoji od sićušnih ledenih kristala u obliku ljuspica, iglica, perja ili lepeza. Obrazuje se deponovanjem vodene pare kada se temperatura vazduha spusti do tačke slane. Tačka slane je temperatura na kojoj, hlađenjem vazduha bez promene pritiska, vodena para postaje zasićena ali u odnosu na led. Tačka rose na temperaturama ispod 0°C je niža od tačke slane.

Ponekad se dešava da se prvo formira rosa, a da se zatim pri daljem hlađenju kapljice vode zamrznu. Tako formirani komadići leda nemaju kristalnu strukturu i nazivaju se **smrznuta** ili **bela rosa**. Kada je temperatura tačke rose oko 0°C mogu se istovremeno formirati i rosa i slana, jer se delovi podloge različito hlade zbog različitih radijacionih i toplotnih osobina. Slana je u ovakvim slučajevima obilnija od rose zbog manjeg napona vodene pare iznad leda. Daljim hlađenjem i kapljice rose se smrzavaju, pa ovako formirana slana nije strogo kristalne strukture i najčešće je u obliku perja.

Slana se javlja u umerenim širinama u hladnijem delu godine i njena čestina raste sa porastom geografske širine.

INJE

Inje se obrazuje na temperaturama ispod 0°C u prehlađenoj magli ili sumaglici, kada postoji horizontalno kretanje vazduha. Prehlađene kapljice magle lede se u dodiru sa hladnim vertikalnim površinama različitih predmeta (obično na njihovim ivicima izloženim vetru), obrazujući slojeve ledenih kristala sličnih slani. Istovremeno se i deponuje vodena para i to upravo na već formiranim ledenim kristalićima, pa se na taj način stvaraju naslage leda na tzv. napadnim ivicama. Postoji **obično inje**, inje koje se lako kruni i **tvrdo inje** koje ima mnogo kompaktniju strukturu.

Inje se javlja ređe od slane i za razliku od slane, koja se formira pri vedrom i tihom vremenu u najhladnijim noćnim časovima, inje se formira pri mutnom i vlažnom vremenu uz postojanje vetra i to u bilo kom delu dana. Naslage inja mogu prouzrokovati i veće materijalne štete, ako se natalože velike količine leda koje lome grane drveća, nadzemne žice i kablove, pa čak i čitave dalekovode.

POLEDICA

Poledica je gladak sloj providnog leda koji se obrazuje na horizontalnim, ali i vertikalnim površinama. Obično se obrazuje na početku ili kraju zimskog perioda na temperaturama vazduha i ispod i iznad 0°C.

Poledica se najčešće obrazuje na negativnim temperaturama do -6°C, zamrzavanjem prehlađenih kapljica kiše ili rosulje u dodiru sa čvrstim predmetima. Poledica nastala na ovakav način je najveće debljine i najduže se zadržava ako je temperatura dodirne površine ispod 0°C. Može se obrazovati ne samo na tlu, već i na drveću, telefonskim žicama i električnim kablovima i prouzrokovati lomljenje grana i nadzemnih vodova.

Kada je zemljište smrznuto, poledica na tlu može nastati i na temperaturama vazduha iznad 0°C. To se obično dešava kada posle perioda veoma hladnog vremena dođe do naglog otopljenja. Može nastati kada na smrznuto tlo padne kiša ili rosulja, ili pri advekciji toplog i vlažnog vazduha kada se vodena para u dodiru sa hladnom podlogom prvo kondenzuje, a zatim smrzne.

4.9.4 Dnevni i godišnji tok padavina

Padavine su veoma promenjiv meteorološki elemenat i u prostoru i u vremenu. Dnevni i godišnji tokovi padavina uglavnom slede promene oblačnosti tokom dana i godine. Režim padavina znatno se menja sa geografskom širinom. U umerenim širinama izdvajaju se dva osnovna režima padavina: maritimni i kontinentalni.

Kontinentalni dnevni tok padavina nije isti u toplijem i hladnijem delu godine. Leti maksimum padavina se javlja u popodnevnim časovima kada se, usled razvoja termički uslovljenih vertikalnih strujanja vazduha, formiraju konvektivni oblaci. Zimi maksimum padavina se javlja u jutarnjim časovima kada zbog niskih temperatura dolazi do obrazovanja slojevite oblačnosti. Minimum padavina u toku dana javlja se posle ponoći. Odstupanja od ovakvih dnevnih tokova su česta usled različitih lokalnih uslova i prodora atmosferskih poremećaja. **Maritimni dnevni tok** padavina odlikuje se veoma malim kolebanjima. Noćni maksimum i popodnevni minimum su izraženiji leti nego zimi.

Kontinentalni godišnji tok padavina odlikuje se maksimumom u letnjim, a minimumom u zimskim mesecima. **Maritimni godišnji tok** padavina karakteriše maksimum u hladnijem delu godine, a minimum leti. U kontinentalnim oblastima, gde se oseća maritimni uticaj, postoji više podtipova padavinskih režima.

U kontinentalnom delu naše zemlje najviše padavina ima u maju i junu, a najmanje u januaru i februaru. Na Crnogorskom primorju maksimum padavina javlja se u novembru i decembru, a minumum u julu i avgustu.

4.10 UTICAJ VLAŽNOSTI VAZDUHA, MAGLE I OBLAKA NA BILJNI SVET

Vlažnost vazduha je meteorološki element koji ima veliki značaj u svim fazama rasta i razvića biljaka. Od vlažnosti vazduha direktno zavisi isparavanje vode sa zemljišta i transpiracija. Relativna vlažnost i deficit vodene pare su veličine vlažnosti koje se najviše koriste u agrometeorološkim istraživanjima. Za normalan rast i razviće biljaka nije povoljna ni mala, ali ni suviše velika relativna vlažnost vazduha, naročito ako ta stanja vlažnosti vazduha potraju duži vremenski period.

Veliki deficit vodene pare uz visoke temperature i vetar ima veoma štetne posledice po biljni svet. Pri maloj relativnoj vlažnosti vazduha odvija se intenzivna transpiracija i isparavanje zemljišne vode, pa biljka gubi više vode nego što uspeva da nadoknadi iz zemljišta preko korenovog sistema. Smanjeni sadržaj vode u biljkama izaziva venjenje, a ako takvo stanje potraje može doći i do uginuća. Pri nedovoljnoj snabdevenosti biljke vodom smanjuje se i intenzitet fotosinteze (optimalna relativna vlažnost vazduha za proces fotosinteze iznosi oko 60-70%). Pri smanjenoj vlažnosti vazduha lišće se suši, smanjuje se fotosintetska površina, a time i produkcija organskih materija, što dovodi do smanjenja prinosa. Do smanjenja prinosa u uslovima male vlažnosti vazduha može doći i zbog nepotpunog oprašivanja usled sušenja polenovog praha ili smanjenog nalivanja zrna.

Povećana vlažnost vazduha ubrzava vegetativni rast, a usporava cvetanje i sazrevanje plodova. Visoka relativna vlažnost vazduha može omesti otvaranje prašnika i prenošenje polenovog praha, a kod žitarica može da odloži puno sazrevanje i da poveća sadržaj vode u zrnu i slami, što otežava rad mašina i čuvanje. Velika relativna vlažnost i toplo vreme pospešuju pojavu i širenje mnogih biljnih bolesti i štetočina, naročito gljivičnih oboljenja. Zbog povećane vlažnosti vazduha može doći do stvaranja rose, pri čemu se zbog oslobađanja latentne toplote kondenzacije smanjuje verovatnoća pojave jesenjih i prolećnih mrazeva.

Svakodnevnim praćenjem vlažnosti i temperature vazduha mogu se precizno odrediti termini za prskanje preparatima za zaštitu bilja, čime se povećava efikasnost u borbi protiv biljnih bolesti i štetočina.

Magla i oblaci utiču posredno na biljni svet. Ove meteorološke pojave smanjuju prozračnost atmosfere, što utiče na bilans zračenja i toplote na površini Zemlje. Uzrokujući promene temperature površinskih slojeva zemljišta i prizemnog sloja vazduha, magla i oblačnost utiču i na sve ostale pojave od značaja za biljni svet.

Prisustvo magle i oblaka smanjuje intenzitet globalnog i menja odnos između direktnog i difuznog Sunčevog zračenja koje dospeva na površinu Zemlje. To ima negativan efekat na biljni svet, u fazama kada je biljkama neophodna svetlost i toplota.

Međutim, u sušnim periodima magla i oblaci imaju pozitivan uticaj na biljke, jer se zbog nižih temperatura smanjuje gubitak vode transpiracijom i isparavanjem. Pozitivan uticaj ima i smanjivanje izračivanja tokom maglovitih i oblačnih noći, čime se sprečavaju ili znatno ublažavaju rani jesenji ili pozni proletnji mrazevi. Primer izrazito pozitivnog uticaja magle na voćarsku proizvodnju je Kalifornija u Sjedinjenim Američkim Državama, gde prisustvo magle tokom zimskih meseci omogućava da biljke prođu neophodan proces kaljenja, koji izostaje tokom vedrih zimskih dana zbog relativno visokih temperatura.

Magla iz atmosfere donosi i značajne količine vlage i azota koji su neophodni za ishranu biljaka. Vrednost relativne vlažnosti vazduha je velika kada je prisutna magla, a povećana vlažnost vazduha može imati, kao što je već rečeno, štetne posledice po biljni svet. Kada se magla sastoji od prehlađenih kapljica vode i kada postoji vazdušno strujanje može doći do stvaranja inja na biljkama. Ledene naslage mogu prouzrokovati lomljenje grana i druga mehanička oštećenja biljaka.

4.11 PADAVINE I BILJNI SVET

Voda je veoma važan činilac sredine u svim fazama razvića biljaka. Telo biljaka je najvećim delom sačinjeno od vode (od 50% do 98%). Ona učestvuje u većini fizioloških i biohemijskih procesa u biljci. Neophodan je činilac fotosinteze, reguliše temperaturu biljke kroz proces transpiracije i ima značajnu ulogu u ishrani biljke, jer se u njoj rastvaraju hranjive materije u zemljištu koje biljka preko korenovog sistema apsorbuje zajedno

sa vodom i prenosi od korena preko stabla ka lišću i obrnuto.

Padavine su osnovni izvor vode za zemljište, a time i za biljke. Padavinama iz atmosfere u zemljište dospeva i izvesna količina amonijačnog i nitratnog azota. Kiša i sneg su najznačajniji oblici padavina za biljni svet. Najveći značaj padavine imaju tokom vegetacionog perioda, ali važan je i njihov uticaj tokom perioda mirovanja biljaka. U hladnijem delu godine padavine obezbeđuju rezerve vlage u površinskom sloju zemljišta, koje su potrebne biljkama u proleće na početku vegetacije, a i u kasnijim fazama razvića.

Pored značaja ukupne količine padavina i njene raspoređenosti tokom pojedinih faza rasta i razvića biljaka, efekat padavina zavisi i od njihovog intenziteta i trajanja, kao i fizičkih osobina i stanja zemljišta, njegove zasićenosti vodom, nagiba terena, vrste i stanja biljnog pokrivača.

Efikasnim padavinama smatra se ona količina vode koju zemljište može da upije u jedinici vremena. Ukoliko su padavine veće od efikasnih, onda višak vode otekne, naročito na strmim terenima ili se naprave bare, odakle voda relativno brzo ispari. Dugotrajne padavine slabijeg intenziteta su korisnije za biljni svet od pljuskovitih, koje imaju veliki intenzitet i obično ne traju dugo.

Za obezbeđenost biljaka vodom veoma je važna struktura zemljišta. Porozna, manje zbijena zemljišta bolje upijaju vodu. Sa povećanjem vlažnosti zemljišta smanjuje se apsorpcija padavina. Nagnut teren povećava oticanje vode i eroziju zemljišta.

Količina vode koju dobija zemljište padavinama zavisi i od vrste i stanja vegetacije, jer biljni pokrivač može da zadrži znatnu količinu padavina. Intercepcija padavina ima veoma važnu ulogu u ukupnom bilansu vode, menjajući istovremeno i isparavanje i oticaj, naročito u područjima sa šumom u umerenim širinama. Intercepcija je najveća kada se padavine javljaju često i kada su slabog intenziteta. Padavine koje se zadrže na listovima jednim delom ispare, a ostatak dospe do površine zemlje slivajući se niz stablo ili kapajući sa lišća i grana. Sa površine lišća može da ispari i više od 10% padavina u zavisnosti od trajanja, visine i učestalosti padavina, brzine vetra i morfologije biljnog pokrivača.

■ KIŠA

Kiša je glavni izvor vode za zemljište i biljke. Dejstvo koje ima na biljni svet, u prvom redu zavisi od njenog intenziteta i trajanja, kao i faze razvića biljaka.

Najpovoljnije na biljke deluju, kao što je već istaknuto, dugotrajne padavine slabijeg intenziteta. Kiše pljuskovitog karaktera nisu od veće koristi za biljke, čak i kad padaju posle dužeg sušnog perioda. Jaki pljuskovi mogu da nanesu štetu, lomeći nežne delove biljke, spirajući zemljište, izazivajući eroziju, a ponekad i pojavu bujica i poplava. Pljuskovi štetno deluju i zbog stvaranja kore na površini zemljišta, koja otežava nicanje biljaka i povećava gubitak vode transpiracijom. Ali i dugotrajno kišovito vreme, praćeno niskim temperaturama ne deluje povoljno na biljke, naročito kada se biljke nalaze u fazi cvetanja ili obrazovanja ploda.

Padavine su neophodne biljkama tokom cele vegetacije, ali postoji period u njihovom razviću biljke kada su one posebno osetljivije na nedostatak vode i koji se naziva kritičan period. Nedostatak padavina u tom periodu se u najvećoj meri odražava na visinu prinosa. Za većinu biljaka kritičan period je u fazi formiranja generativnih organa, a kod višegodišnjih biljaka kritični periodi se javljaju još u vreme najveće produkcije zelene mase i u vreme porasta mladara.

Velike količine padavina natapaju zemljište i smanjuju aeraciju i razmenu gasova u zemljištu, što može imati veoma negativne posledice po koren i celu biljku. U fazi cvetanja biljaka kiša spira polen, razblažuje nektar, sprečava let pčela, a time ometa oplodnju i utiče na smanjenje prinosa. U fazi plodonošenja, kiša praćena padom temperature usporava sazrevanje ploda. Dugotrajne kiše mogu izazvati poleganje žitarica, usporiti njihovo sušenje, a u vreme žetve otežati radove i smanjiti kvalitet i prinos žitarica. Kiša pospešuje pojavu različitih biljnih bolesti.

■ ROSA

Rosa je najznačajnija za biljni svet od svih padavina pri tlu. Iako praktično ne utiče na količinu padavina u našim krajevima (visina padavina od rose iznosi nekoliko desetina milimetara godišnje), rosa može imati značajan i pozitivan i negativan uticaj na biljke.

U periodima suše rosa je jedini izvor vode za biljke, tako da zahvaljujući rosi biljke preživljavaju tople i suve letnje dane. Rosa, koja vlaži zemljište i biljku,

smanjuje transpiraciju, jer se proces transpiracije sa vlažnih listova ne odvija sve dok ne ispare kapljice rose. Formiranje rose u hladnijem delu godine može znatno da umanji pad temperature, zbog oslobađanja toplote pri kondenzaciji vodene pare. Zato je u prognoziranju pojave mraza važno poznavati vrednost tačke rose - kada je tačka rose iznad 0°C opasnost od pojave mraza je mala.

Obrazovanje rose može imati i negativne posledice. Ako se javi u vreme žetve žitarica povećava vlažnost slame i zrna i otežava rad poljoprivrednih mašina tokom vršidbe. Pojava rose, uz povoljne toplotne uslove, pospešuje pojavu i širenje biljnih bolesti, posebno kod vinove loze.

▩ SNEG

Snežne padavine su od velikog značaja za biljni svet.

Snežni pokrivač, kao termički izolator, štiti useve od izmrzavanja, zatim sprečava zamrzavanje ili značajno smanjuje dubinu zamrzavanja tla, pa se zemljište u proleće brže zagreje do temperature neophodne za početak klijanja.

Snežni pokrivač sadrži znatnu količinu vode, koja kada se sneg u proleće otopi predstavlja značajan izvor zemljišne vlage na početku vegetacije. Tako sneg debljine 1cm topljenjem, na kraju zime kada je njegova gustina velika, daje 30 tona vode po hektaru.

Temperatura vazduha iznad snežnog pokrivača je obično niska, niža u odnosu na vazduh iznad zemljišta bez snežnog pokrivača, dok je temperatura zemljišta ispod snežnog pokrivača viša u odnosu na temperaturu zemljišta bez snega. Rastresit, sveže napadali sneg mnogo je bolji toplotni izolator od starog, sabijenog snega, jer sadrži u sebi više vazduha koji slabo provodi toplotu. Visina snežnog pokrivača takođe utiče na efekat snega kao termoizolatora. Rastresit snežni pokrivač visine 10 cm dovoljan je da zaštiti ozime useve i korenov sistem višegodišnjih biljaka od jakih mrazeva.

Zbog velikog uticaja snega u poljoprivredi, kao toplotnog izolatora i akumulatora vode, veoma je važno zadržati ga i ravnomerno rasporediti po polju. To se može postići podizanjem i premeštanjem različitih barijera. Jednostavnija mera je ostavljanje strnjike ili stabljika visokostablašica tokom zime.

Pored korisnih svojstava, sneg može i imati negativan uticaj na biljni svet.

Visok snežni pokrivač koji se dugo zadržava, smanjuje otpornost biljaka na niske temperature, što može da ima veoma štetne posledice kada dođe do topljenja snega a nakon toga do pojave mraza. Opasna po biljni svet je i situacija kada je neki od nadzemnih delova biljke iznad snežnog pokrivača izložen Sunčevim zracima, a zemljište u zoni korena zamrznuto. Tada započinje proces transpiracije, biljka počinje da gubi vodu, koju ne uspeva da nadoknadi korenovim sistemom, pa može doći i do uvenuća.

Dugo zadržavanje visokog snežnog pokrivača može prouzrokovati i tzv. ugušivanje biljke. Tada u odsustvu svetlosti prestaje fotosinteza, ali se proces disanja nastavlja na temperaturama koje su relativno visoke. Na taj način intenzivira se trošenje rezervi organskih materija, dolazi do iznurivanja i gladovanja biljke i ako ovo stanje potraje može doći i do uginuća. Do ugušivanja može doći i zbog nedostatka kiseonika, posebno ako se obrazuje ledena kora na snežnom pokrivaču.

Veća količina mokrog snega može prouzrokovati lomljenje grana voćaka, naročito onih sa krhkijim granama. Pošto je vazduh hladniji iznad snežnog pokrivača nego iznad golog zemljišta, pri jakim mrazevima može da dođe do oštećenja osetljivih tkiva i organa nadzemnih delova voćaka.

Dugo zadržavanje snega u proleće ometa poljske radove i odlaže početak vegetacije. Pri topljenju snega troši se toplota, pa je zagrevanje zemljišta i vazduha znatno smanjeno. Ponekad odlaganje početka vegetacionog perioda ima i pozitivan efekat, jer na taj način biljke mogu da izbegnu štetno dejstvo prolećnih mrazeva. Naglo topljenje snega dovodi do prekomernog natapanja zemljišta vodom, a može dovesti i do pojava bujica i poplava.

▩ GRAD

Grad ima isključivo štetno dejstvo na biljni svet. Može da ima katastrofalne posledice ako je krupan, velikog intenziteta, praćen olujnim vetrom i ako dugo traje. Osetljivost biljaka na štetno dejstvo grada zavisi od vrste, sorte, fenološke faze i stanja biljke pre pojave grada.

Većina biljnih vrsta je najosetljivija na grad u vreme cvetanja i oplodnje. Grad najveće štete nanosi mladim biljkama. Kida lišće, cvetove i plodove, a krupan i gust grad može oštetiti grane i stabla biljaka. Oštećenje lišća smanjuje fotosintetsku površinu biljaka, a kidanje cvetova i plodova direktno smanjuje prinos poljoprivrednih

kultura. Biljke oštećene gradom više oboljevaju od biljnih bolesti, jer na mestima mehaničkih povreda, gljivice i bakterije lakše prodiru u biljku.

4.12 SUŠA

Do pojave suše dolazi zbog poremećaja u opštoj cirkulaciji atmosfere, koji se različito ispoljavaju u zavisnosti od regionalnih i lokalnih uslova. U zavisnosti od intenziteta i trajanja, suša može izazvati velike štete u poljoprivredi i u drugim garanama privrede, a u siromašnijim zemljama ugroziti i živote velikog broja ljudi. U našoj zemlji najveće štete u poljoprivredi prouzrokuju letnje suše, koje karakteriše odsustvo padavina i ekstremno visoke temperature.

Padavine su najvažniji faktor koji utiče na pojavu suše, ali ne i jedini. Pored padavina na pojavu i intenzitet suše utiču: temperatura vazduha, vlažnost vazduha i zemljišta, isparavanje, vetar, oticaj i stanje biljnog pokrivača.

4.12.1 Definicija suše

Suša se definiše na različite načine u meteorologiji, hidrologiji i poljoprivredi. **Meteorološka suša** javlja se u uslovima kada je količina padavina manja od prosečne klimatološke vrednosti za određeno područje i doba godine. **Hidrološka suša** se definiše kao značajan pad nivoa vode u rekama, jezerima i akumulacijama, kao i pad nivoa podzemnih voda. **Poljoprivredna suša** nastaje usled visokih temperatura i male vlažnosti vazduha ili zbog nedostatka vlage u zemljištu, kada biljke ne mogu da podmire potrebe za vodom, pa dolazi do poremećaja u njihovom rastu i razviću.

Poljoprivredna suša može postojati i kada nema meteorološke suše. Važi i obrnuto, tako npr. ukupna količina padavina u vegetacionom periodu može biti manja od prosečne vrednosti, ali ako dovoljno padavina biljka dobije u kritičnom periodu, prinosi mogu biti iznad proseka. Poljoprivredna suša može se ispoljiti kao atmosferska, zemljišna i fiziološka suša.

Atmosferska suša se javlja u dužem beskišnom periodu i odlikuje se niskom vlažnošću vazduha, najčešće praćenom visokim temperaturama. Štetno dejstvo atmosferske suše se ogleda u pojačanoj transpiraciji, zbog koje biljka ubrzano gubi vodu, posebno pri temperaturama višim od 35°C, kada stome ostaju otvorene. Kada duva suv vetar, negativno dejstvo atmosferske suše se pojačava.

Zemljišna suša se javlja kada u zemljištu ne postoji dovoljna količina vode za normalno odvijanje životnih procesa u biljkama. Nastaje kao posledica intenzivne evapotranspiracije pri atmosferskoj suši, kada se isušuju prvo površinski slojevi zemljišta, a ako beskišni period potraje dolazi do isušivanja i dubljih slojeva zemljišta.

Fiziološka suša se javlja u posebnim uslovima, kada biljka, i pored prisustva dovoljne količine zemljišne vlage, ne dobija potrebne količine vode. Uzroci fiziološke suše mogu biti različiti: slabo razvijen korenov sistem, slabija propustljivost ćelijske membrane, hladna, zaslanjenja ili alkalizovana zemljišta iz kojih biljke sporije usvajaju vodu, itd.

Zavisno od vremena pojave, suše mogu biti zimske, prolećne, letnje i jesenje.

Zimska suša utiče na smanjivanje zaliha vlage u zemljištu. Ne utiče direktno na biljke, posebno ako postoji snežni pokrivač.

Prolećna suša usporava klijanje i nicanje jarih kultura, ometa bokorenje i ukorenjivanje biljaka. Ukoliko postoje dovoljne zalihe vode u zemljištu, prolećna suša ne utiče značajno na biljke. Karakteriše se relativno niskim temperaturama, malom relativnom vlažnošću vazduha i često hladnim vetrovima.

Letnja suša odlikuje se malom vlažnošću vazduha, visokim temperaturama i velikim intenzitetom isparavanja. Isušuje zemljište, suši lišće, smanjuje intenzitet fotosinteze, a krajnji efekat je smanjenje prinosa.

Jesenja suša negativno utiče na setvu, klijanje i nicanje ozimih kultura, pa nedovoljno razvijene biljke imaju smanjenu otpornost prema niskim temperaturama u toku zime.

4.12.2 Uticaj suše na biljke

Život biljaka usko je povezan sa prometom vode. Za sintezu materija biljke iskoriste samo oko 0,5% primljene vode, a ostatak od oko 99,5% biljka izgubi transpiracijom. Svu vodu koju izgubi preko transpiracionih površina, biljka mora da nadoknadi apsorpcijom vode korenovim sistemom. Ako dođe do vodnog deficita biljka počinje da vene. Biljke senke venu već pri veoma malim vodnim deficitima, dok biljke svetlosti mogu dobro da podnesu i znatno veće smanjenje sadržaja vode.

Nedostatak vode u biljci narušava normalan promet belančevina i ugljenih hidrata. Povećava se intenzitet disanja uz smanjenje asimilacije i produkcije organskih materija. Oštećenja biljaka zbog suše veoma su slična oštećenjima koja nastaju zbog mraza, jer i jedna i druga pojava dovode do dehidracije ćelija. Dolazi do različitih fizioloških i morfoloških promena i na nivou ćelije i na nivou pojedinih organa.

Uticaj koji suša ima na biljke, odnosno na fiziološke i biohemijske procese u njima, zavisi od trenutka pojave, trajanja i intenziteta. Ratarske kulture su najosetljivije na pojavu suše pred cvetanje i u fazi porasta i razvića plodova. Voćke trpe najveću štetu od suše u vreme cvetanja, kada dolazi do ometanja oprašivanja i zametanja plodova. Kasnija letnja suša utiče na prinos i kvalitet plodova.

Biljke se prilagođavaju na sušu na različite načine. Neke od njih su se prilagodile na taj način što završavaju svoj životni ciklus pre pojave suše. Druge biljke uspevaju da prežive sa smanjenom količinom vode, a zatim da se brzo oporave po prestanku suše. Pojedine biljke su razvile sposobnost da obezbede zadovoljavajaću snabdevenost vodom tokom suše, zahvaljujući dobro razvijenom korenovom sistemu i smanjenoj transpiraciji.

4.12.3 Mere borbe protiv suše

Štetan uticaj suše može se ublažiti različitim merama. Rejonizacijom biljnih vrsta, odnosno sorti i hibrida određuju se mogućnosti uspešnog gajenja kulturnih biljaka na osnovu klimatskih i zemljišnih uslova. Selekcija i stvaranje sorti koje su otporne na sušu ili se brzo oporavljaju od posledica suše, takođe je jedan od načina da se dobiju zadovoljavajući prinosi i u sušnim godinama. Negativne posledice suše mogu se značajno umanjiti primenom različitih agrotehničkih mera, kao što su: navodnjavanje, pravilna obrada zemljišta, suzbijanje korova, podizanje vetrozaštitnih pojaseva, itd.

Navodnjavanje je svakako najefikasnija mera u borbi protiv suše, ali i najskuplja. Navodnjavanjem se povećava vlažnost zemljišta i vazduha, a snižava temperatura tla i prizemnog sloja vazduha. Može se primeniti tamo gde ima kvalitetne vode za navodnjavanje, a efikasnost zavisi od ispravnog određivanja normi i rokova navodnjavanja.

Obrada zemljišta poboljšava njegov vodni režim. Ovom agrotehničkom merom se omogućava bolja apsorpcija padavina, prodiranje vode u dublje slojeve zemljišta i stvaranje većih zaliha vode. Pravilno i blagovremeno izvedenim merama obrade zemljišta (ljuštenjem, osnovnom, površinskom i konzervacijskom obradom) može se značajno smanjiti gubitak vode iz zemljišta u sušnim periodima.

Plodored (smenjivanje useva koji zahtevaju dosta vode i useva koji imaju manje potrebe za vodom) takođe je veoma značajna agrotehnička mera u borbi protiv suše. Potrebe biljaka za vodom utiču na izbor useva u plodoredu. U uslovima suše veoma je značajno do koje dubine predusev isušuje zemljište. Tako npr. lucerka i šećerna repa isušuju zemljište do velike dubine (i preko 200 cm), dok grašak i strna žita isušuju tanji sloj zemljišta (do 100 -120 cm).

Setva useva u optimalnom roku je jedna od najjeftinijih agrotehničkih mera. Optimalni rokovi su određeni regionalnim i lokalnim uslovima. Opšte pravilo je da setvu treba obaviti što ranije u okviru optimalnog roka. Na taj način se utiče na bolje iskorišćavanje rezervi vlage u zemljištu, bolji rast i razvoj biljaka, pa samim tim i na povećanje prinosa.

U uslovima zemljišne suše smanjuje se snabdevenost biljaka mineralnim materijama, tako da *pravilno đubrenje i ishrana biljaka* mogu znatno ublažiti negativne efekte suše. U sušnom periodu treba smanjiti količinu azotnih đubriva, jer azot podstiče rast vegetativnih organa, uvećava lisnu površinu, a time i transpiraciju. Fosfor iz zemljišta u uslovima zemljišne suše, postaje nedostupan biljkama, pa je đubrenje fosforom svrsishodno. Isto važi i za đubrenje kalijumom, jer biljke optimalno snabdevene ovim mineralom troše manje vode za sintezu organskih materija, a njihova otpornost prema ekstremnim temperaturama, nedostatku padavina i biljnim bolestima je povećana. Unošenje organskog đubriva poboljšava snabdevanje biljaka vodom u sušnim periodima, tako što utiče na toplotni, vodni i vazdušni režim zemljišta.

Veliki značaj u borbi protiv suše ima i *suzbijanje korova*. Korovske biljke rastu mnogo brže od gajenih, uz veću potrošnju vode. Zbog toga zakorovljeno zemljište sadrži manje vlage od nezakorovljenog, pa su posledice suše teže. U uslovima suše suzbijanje korova hemijskim sredstvima je otežano, naročito ako se herbicidi[17)] primenjuju posle nicanja.

Prekrivanje zemljišta različitim materijalima počev od slame, strugotine, pa do specijalnih folija naziva se *malčovanje*. Ova agrotehnička mera utiče na vodni i to-

plotni režim zemljišta, smanjujući isparavanje kao i dnevno i sezonsko kolebanje temperature zemljišta. Malčovanjem se takođe suzbija korov, štiti zemljište od erozije i poboljšava njegova struktura.

Antitranspiranti su materije koje smanjuju transpiraciju zatvaranjem stoma ili stvaranjem prevlaka na listu. Neke materije kojima se biljke prskaju, kao što su npr. herbicidi, fungicidi[18], hormoni rasta, retardanti[19] i dr., utiču na zatvaranje stoma i smanjenje transpiracije. Viši alkoholi, koji formiraju tanak sloj na listovima, mogu se takođe upotrebiti kao antitranspiranti. Smanjenje transpiracije može se postići i povećanjem koncentracije ugljen-dioksida u vazduhu. Pri koncentraciji ugljen-dioksida od oko 0,05% stome se zatvaraju, redukuje se transpiracija, a povećava intenzitet fotosinteze. Primena antitranspiranata može negativno da utiče na proces fotosinteze, usvajanje i transport pojedinih jona, a dovodi i do značajnog povećanja temperature lista. U praksi antitranspiranti nemaju široku upotrebu i uglavnom se primenjuju kada pri sadnji drvenastih biljaka dođe do oštećenja korenovog sistema. Tada biljke ne mogu da nadoknade vodu izgubljenu transpiracijom, pa se antitranspiranti primenjuju dok se korenov sistem ne regeneriše.

Vetrozaštitni pojasevi, pored toga što smanjuju brzinu vetra, smanjuju i isparavanje, povećavaju vlažnost vazduha i zemljišta, smanjuju eroziju i zadržavaju snežni pokrivač. Zadržavanje snežnog pokrivača je značajna mera u područjima sa malom količinom padavina, posebno u sušnim godinama.

Od svih agrotehničkih mera jedino se navodnjavanjem u potpunosti eliminišu negativni efekti suše. Ostale mere samo ublažavaju posledice suše i njihova efikasnost zavisi od vremena pojave, intenziteta i trajanja suše.

(17) herbicidi (lat. herba - biljka, caedere - ubiti) - hemijski sredstva za suzbijanje korova i drugog nepoželjnog rastinja.

(18) fungicidi (lat. fungus - gljiva, caedere - ubiti) - hemijska sredstva za suzbijanje gljivičnih oboljenja kod biljaka.

(19) retardanti (lat. retardare - usporavati - hemijska sredststva za usporavanje rasta biljaka.

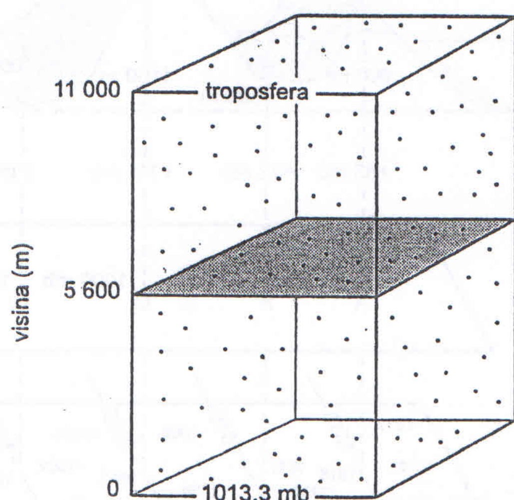
5 VAZDUŠNI PRITISAK I VAZDUŠNA STRUJANJA

Atmosfera je dinamička sredina u kojoj se vazduh nalazi u neprekidnom kretanju. Kretanje vazduha je od velikog značaja za sva zbivanja u atmosferi. Vazduh počinje da se kreće zbog razlika u vazdušnim pritiscima koje se javljaju u atmosferi, ali strujanje vazduha se ne dešava samo pod dejstvom sile gradijenta pritiska već i drugih sila koje se javljaju pri kretanju vazduha.

5.1 VAZDUŠNI PRITISAK

Vazdušni ili **atmosferski pritisak** predstavlja težinu vazdušnog stuba iznad jedinične površine. Vazdušni pritisak jednak je u svim pravcima na određenoj visini u atmosferi - ne zavisi od orijentacije površine, već samo od mase višeležećeg vazduha.

Dugo, sve do sredine XVII veka, smatralo se da je vazduh nematerijalne prirode. Da je vazduh materijalne prirode, i da ima težinu, prvi je pokušao da dokaže Galilej 1640. godine izvodeći vrlo jednostavan eksperiment: preciznom vagom merio je sud sa malim otvorom pre i posle zagrevanja. Pošto je sud posle zagrevanja imao manju težinu, Galilej je zaključio da nešto materijalno mora ispunjavati sud, nešto što se širi i napušta sud pri zagrevanju. Vazdušni pritisak, odnosno silu kojom atmosfera deluje na površinu Zemlje, izmerio je nekoliko godina kasnije Galilejev učenik Toričeli. On je 1642. godine konstruisao vodeni, a 1646. godine živin barometar. Pokazao je da se voda podiže u barometarskoj cevi zbog pritiska koji atmosfera vrši na slobodnu površinu vode, a ne zbog "straha od vakuma". Međutim, tadašnja naučna javnost tek je nekoliko godina kasnije prihvatila činjenicu da vazduh ima težinu, zahvaljujući autoritetu i angažovanju poznatog francuskog naučnika Paskala, po kome je i nazvana jedinica za merenje pritiska u SI sistemu.

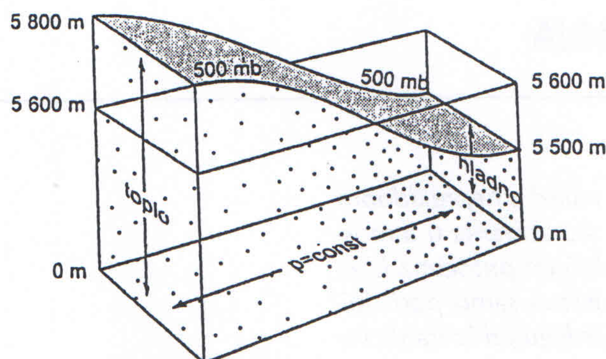


Slika 5.1 Promena atmosferskog pritiska sa visinom kada se temperatura vazduha ne menja u horizontalnom pravcu

5.1.1 Promene vazdušnog pritiska u vertikalnom i horizontalnom pravcu

Vrednost vazdušnog pritiska se menja kako u prostoru tako i u vremenu. Promene pritiska su najveće u vertikalnom pravcu i blizu nivoa mora iznose oko 10 mb na svakih 100 m. U horizontalnom pravcu tipična promena pritiska iznosi oko 1 mb na 100 km.

Kao što je već rečeno u prvom poglavlju pritisak vazduha opada sa visinom. Udaljavanjem od nivoa mora smanjuje se gustina i visina stuba vazduha iznad jedinične površine. Kada ne postoji promena temperature u horizontalnom pravcu izobarske površine (površine na kojima je vrednost pritiska jednaka u svim tačkama) se poklapaju sa površinama jednake nadmorske visine. Tako pri prosečnim atmosferskim uslovima visina 500 mb površine u svim tačkama je 5 600 m (slika 5.1). Međutim, kada postoji razlika u temperaturi u horizontal-



Slika 5.2 Promena atmosferskog pritiska sa visinom kada se temperatura vazduha menja u horizontalnom pravcu

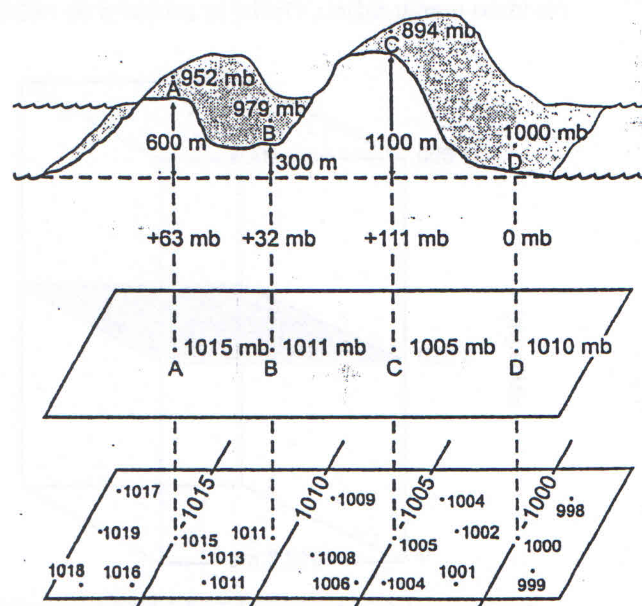
nom pravcu, stub hladnijeg vazduha je manje visine od stuba toplijeg vazduha (slika 5.2). U toplijem vazduhu 500 mb površina konstantnog pritiska se nalazi na većoj visini (5 800 m) nego u hladnijem vazduhu (5 500 m). To znači i da u hladnijem vazduhu pritisak brže opada sa visinom nego u toplom vazduhu.

Uprkos tome što su horizontalne promene pritiska daleko manje od vertikalnih (u umerenim širinama oko deset hiljada puta), one su od velikog značaja za nastanak vetra i drugih pojava u atmosferi. Do promene atmosferskog pritiska u horizontalnom pravcu i vremenu može doći iz termičkih i dinamičkih razloga. Hlađenje vazduha dovodi do porasta prizemnog atmosferskog pritiska, jer je hladniji vazduh gušći, pa samim tim i teži, dok vrednost prizemnog vazdušnog pritiska opada pri zagrevanju vazduha koji postaje ređi i lakši. U atmosferi vazduh se nalazi u stalnom kretanju. Prodori hladnog ili toplog vazduha dovode do promena vrednosti atmosferskog pritiska u posmatranoj oblasti. U oblastima gde postoje uzlazna kretanja vazduha pritisak u prizemlju opada, a u oblastima silaznih strujanja pritisak raste.

Da bi se mogla izvršiti analiza horizontalne raspodele pritiska neophodno je da se vrednosti staničnog atmosferskog pritiska[1] svedu na isti referentni nivo. Za referentni nivo izabran je srednji nivo mora. Za svođenje ili, kako se još naziva, redukciju pritiska na morski nivo koriste se posebne tablice izrađene za svaku meteorološku stanicu.

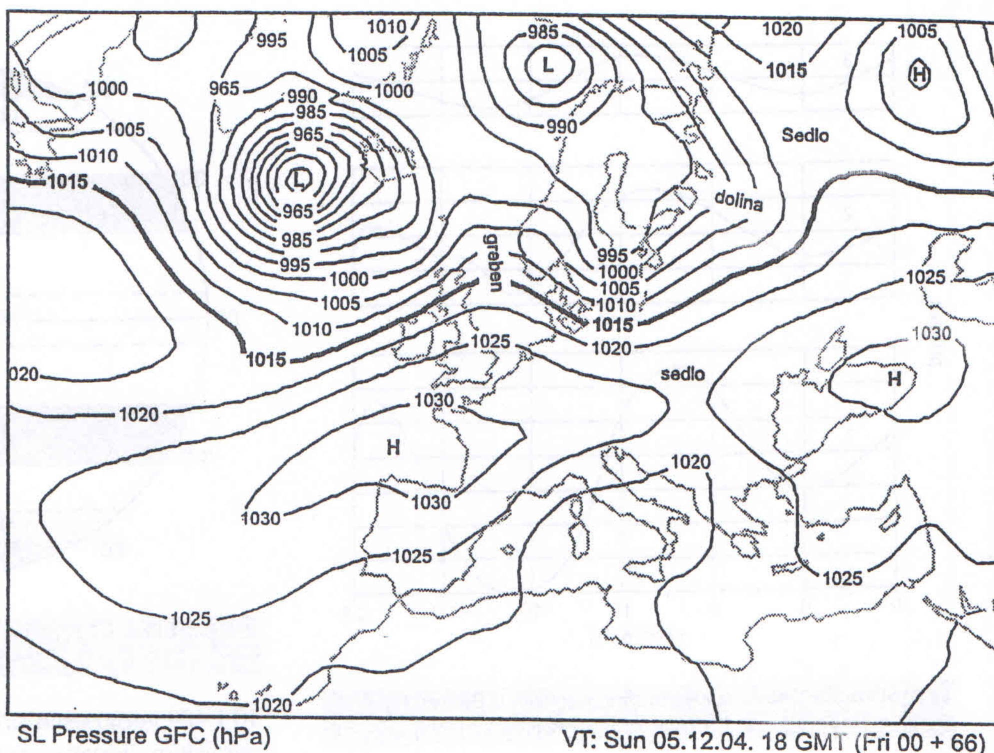
Promene pritiska u horizontalnoj ravni na prizemnim sinoptičkim kartama prikazuju se pomoću **izobara** - linija koje povezuju mesta sa istim vrednostima pritiska. Svedene vrednosti pritiska unose se na karte u tačke koje odgovaraju geografskom položaju stanica na kojima se vrše merenja u određenom vremenskom trenutku. Zatim se izvlače izobare, obično na svakih 5 mb, povezivanjem tačaka jednakih vrednosti pritiska koje su deljive sa pet (slika 5.3). Pri tom svaka izobara treba da deli polje pritiska na dve oblasti: jednu sa većim, a drugu sa manjim vrednostima pritiska od brojne vrednosti izobare. Polje pritiska je kontinuirano, pa se izobare nigde ne prekidaju osim na granicama analizirane oblasti. Izolinije se ne seku i ne granaju.

Na slici 5.4 šematski je prikazana prizemna sinoptička karta. Oblasti zatvorenih izobara u kojima pritisak opada od periferije ka centru nazivaju se **cikloni**. U umerenim širinama oblasti niskog pritiska često se nazivaju i **depresije**. Oblasti zatvorenih izobara u kojima pritisak raste od periferije ka centru nazivaju se **anticikloni**. Izduženi oblici izobara koji predstavljaju nastavak osnovnih barskih sistema, ciklona i anticiklona, nazivaju se **doline i grebeni**. **Sedlo** je tačka u kojoj se dodiruju dve izobare istih brojnih vrednosti. U oblastima gde je rastojanje između izobara manje, pritisak se brže menja u pravcu normalnom na izobare u odnosu na oblasti gde je to rastojanje veće.



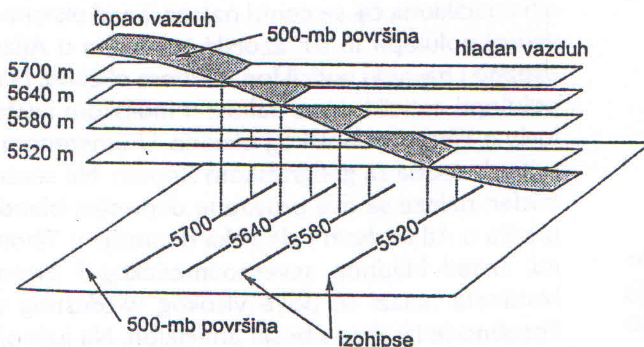
Slika 5.3 Svođenje pritiska na nivo mora

[1] stanični atmosferski pritisak - vrednost atmosferskog pritiska izmerenog živinim barometrom posle svođenja na temperaturu 0°C, svođenja na normalnu vrednost ubrzanja Zemljine teže (za g.š. 45°) i instrumentalne popravke.



Slika 5.4
Šematski prikaz barskih sistema

Polje pritiska u horizontalnoj ravni može se prikazati i na različitim visinama u atmosferi. Međutim, u meteorologiji se umesto promene pritiska na nekom određenom nivou u atmosferi obično prikazuju promene visine izobarskih površina, zbog toga što je visina pogodnija veličina za upotrebu u prognostičkim jednačinama od pritiska. Standardni nivoi za koje se izrađuju sinoptičke karte su: 1 000, 850, 700, 500, 300, 200, 50 i 20 mb. Na slici 5.5 dat je trodimenzionalni šematski prikaz 500 mb izobarske površine i njene projekcije na horizontalnu ravan sa izvučenim izolinijama koje spajaju



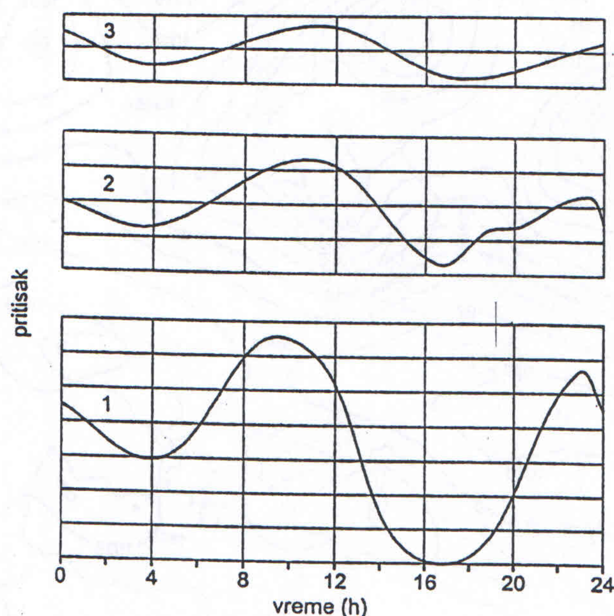
Slika 5.5 Šematski prikaz 500 mb površine i njene projekcije na horizontalnu ravan

tačke sa istom nadmorskom visinom. Visinske karte veoma su značajne u prognozi vremena, jer se na osnovu njih određuje polje vetra, prognozira kretanje i razvoj atmosferskih sistema itd.

5.1.2 Dnevni i godišnji tok vazdušnog pritiska

Vazdušni pritisak ima veoma pravilan dnevni i godišnji tok u odsustvu atmosferskih poremećaja koji dovode do neperiodskih promena pritiska.

Za dnevni tok vazdušnog pritiska karakterističan je dupli talas sa dva maksimuma i dva minimuma (slika 5.6). Minimum vazdušnog pritiska u toku dana javlja se u 4 i 16 sati, a maksimum u 10 i 22 sata. Dnevni maksimum i minimum pritiska (10 i 16 h) izraženiji su u odnosnu na noćne ekstremne vrednosti (22 i 4 h). Dnevna amplituda vazdušnog pritiska opada sa geografskom širinom. Najveća je u tropskom pojasu i iznosi nekoliko milibara (Batavija na slici 5.6). U umerenim i višim geografskim širinama, pri stabilnom vremenu, dnevna amplituda je znatno manja (Beograd i Stokholm na slici 5.6). Inače, u umerenim širinama često dolazi do atmosferskih poremećaja koji narušavaju pravilnost dnev-



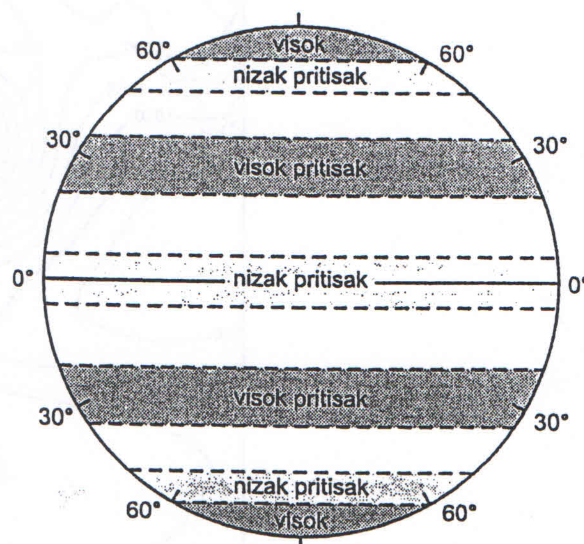
Slika 5.6 Dnevni tok vazdušnog pritiska u Bataviji (1), Beogradu (2) i Štokholmu (3) (Delijanić, 1996)

nog toka i dovode do neperiodskih promena vazdušnog pritiska koje mogu iznositi i do 10 mb.

Godišnji tok i godišnja amplituda vazdušnog pritiska zavise u prvom redu od vrste podloge i geografske širine. Termičke karakteristike kopna i mora koje uslovljavaju različito zagrevanje i hlađenje vazduha, imaju odlučujući uticaj na vreme pojave maksimalnih i minimalnih vrednosti i godišnje kolebanje vazdušnog pritiska. Godišnje kolebanje vrednosti vazdušnog pritiska je najmanje u ekvatorijalnom pojasu, a najveće iznad azijskog kontinenta. Generalno, iznad kontinentalnih površina maksimum pritiska se javlja zimi, a minimum leti, dok je iznad vodenih površina obrnuto - maksimum pritiska se javlja leti, a minimum zimi.

5.1.3 Srednja raspodela atmosferskog pritiska na nivou mora

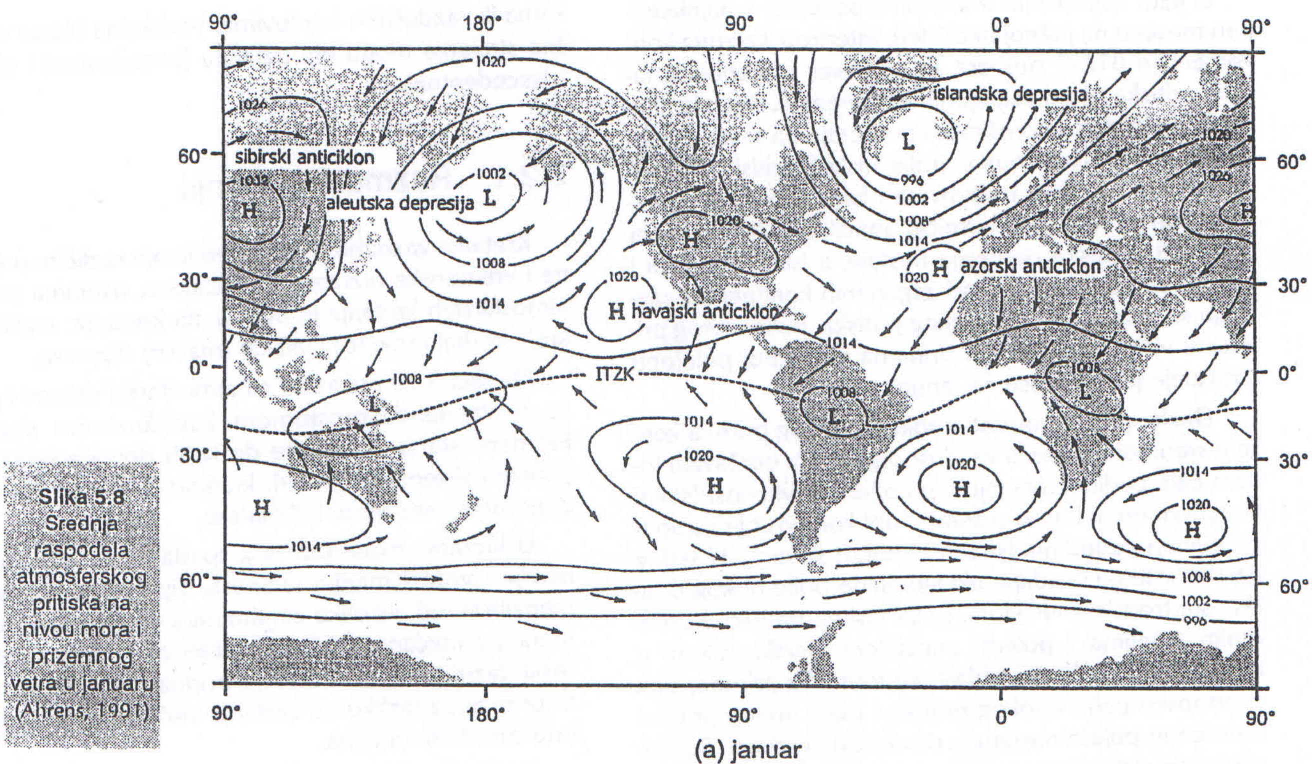
Na slici 5.7 prikazana je srednja godišnja raspodela prizemnog vazdušnog pritiska. Ekvatorski pojas je oblast niskog vazdušnog pritiska zbog uzlaznih strujanja koja se razvijaju usled jakog zagrevanja Zemljine površine. Od ekvatora ka severu i jugu pritisak raste i najviše vrednosti dostiže u suptropskom pojasu između



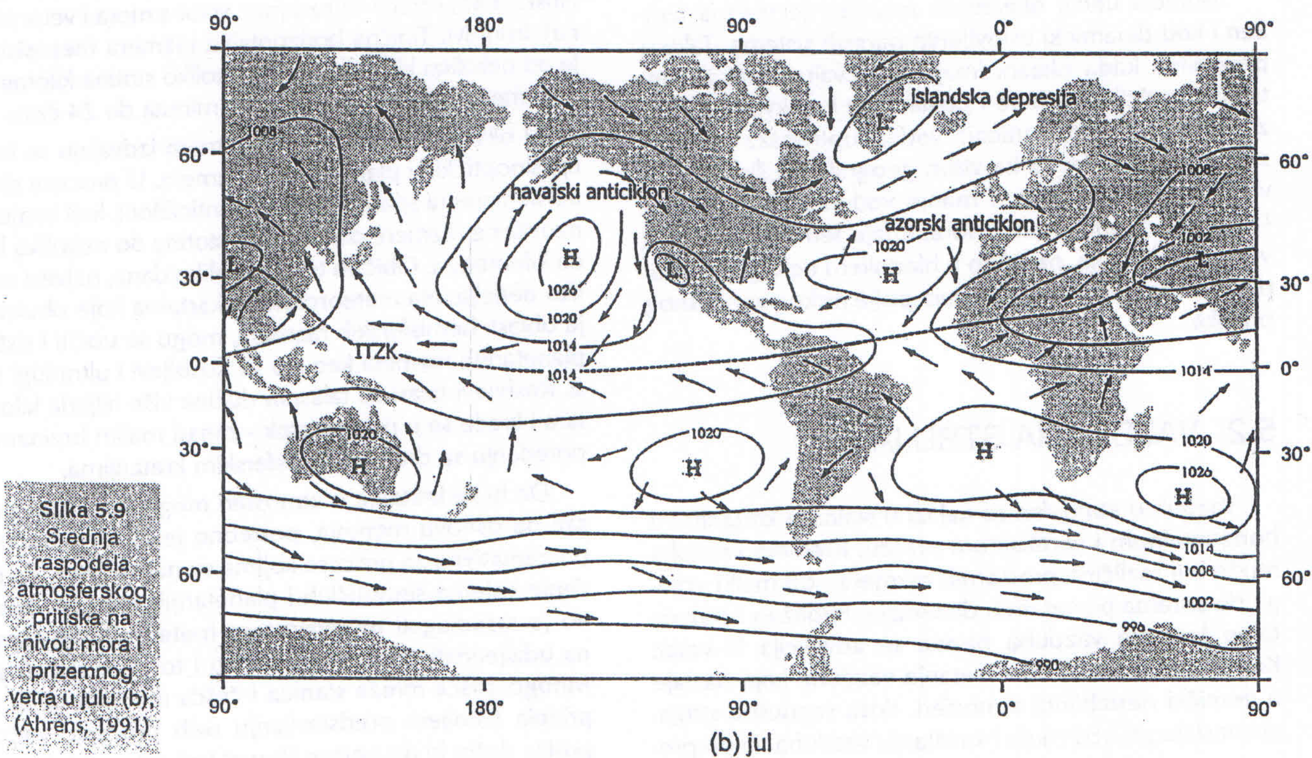
Slika 5.7 Srednja raspodela vazdušnog pritiska na površini Zemlje

30 i 40^0 geografske širine. Od suptropskih ka višim geografskim širinama pritisak opada sve do 60-70^0 geografske širine. Iznad polova se nalazi visok vazdušni pritisak zbog anticiklona termičkog porekla koji se formiraju u ovim hladnim oblastima. To bi bila neka generalizovana raspodela prizemnog vazdušnog pritiska po pojasevima, dok je stvarna srednja raspodela pritiska za termički ekstremne mesece u godini - januar i jul, data na slici 5.8 i 5.9.

U januaru, najhladnijem mesecu na severnoj a najtoplijem mesecu na južnoj hemisferi, ekvatorska oblast niskog pritiska, tzv. intertropska zona konvergencije (ITZK), pomerena je na jug sa izraženim centrima niskog pritiska iznad zagrejanih kopnenih površina. Suptropski pojas niskog pritiska sastoji se iz više pojedinačnih anticiklona čiji se centri nalaze iznad okeana. Na severnoj polulopti to su: azorski anticiklon u Atlantskom okeanu i havajski anticiklon u Tihom okeanu. Na južnoj polulopti anticikloni se nalaze u Indijskom i južnim delovima Tihog i Atlantskog okeana. U umerenom pojasu pritisak opada sa geografskom širinom. Na severnoj hemisferi nalaze se dve prostrane depresije: islandska depresija u Atlantskom i aleutska depresija u Tihom okeanu. Iznad hladnog severnoameričkog i evroazijskog kontineta nalazi se polje visokog vazdušnog pritiska. Posebno je izražen sibirski anticiklon. Na južnoj hemisferi u ovom pojasu skoro da nema kopnenih površina i njihovog termičkog uticaja, pa se izobare pružaju paralelno i pritisak se smanjuje sa geografskom širinom.



Slika 5.8 Srednja raspodela atmosferskog pritiska na nivou mora i prizemnog vetra u januaru (Ahrens, 1991)



Slika 5.9 Srednja raspodela atmosferskog pritiska na nivou mora i prizemnog vetra u julu (b), (Ahrens, 1991)

U julu, najtoplijem mesecu na severnoj a najhladnijem mesecu na južnoj hemisferi, intertropska zona konvergencije (ITZK) pomera se na sever sa centrima niskog pritiska iznad zagrejanih kontinenata. Azorski i havajski anticiklon se proširuju i pomeraju na sever. Na južnoj polulopti suptropsko polje niskog pritiska takođe se pomera ne sever i obuhvata i kopnene površine iznad kojih se formiraju termički anticikloni. Na severnoj polulopti aleutska depresija nestaje, a islandska slabi i povlači se ka severu. Iznad zagrejanih kontinenata razvijaju se prostrana polja niskog pritiska. Polje niskog pritiska u višim geografskim širinama na južnoj polulopti izraženije je u odnosu na januar.

Dakle, postoje oblasti visokog i niskog pritiska koje se u srednjoj raspodeli vazdušnog pritiska održavaju tokom cele godine, menjajući položaj i razvijenost (stalni ili permanentni barski sistemi) i oni koji postoje samo u pojedinim periodima (sezonski barski sistemi). U stalne barske sisteme spadaju: ekvatorijalno polje niskog pritiska, suptropski anticikloni, polje niskog pritiska u umerenim širinama i polarni anticikloni. Barski sistemi u ekvatorskoj i polarnoj oblasti su termičke prirode, dok suptropsko polje visokog pritiska i polje niskog pritiska umerenog pojasa nastaju iz dinamičkih razloga. Sezonski barski sistemi su termičkog porekla - zimi kontinentalni anticikloni, a leti kontinentalne depresije.

Termički uticaj okeanskih površina je veoma izražen i kod dinamički uslovljenih barskih sistema. Tako u periodima kada okeani imaju zagrevajući efekat suptropski anticikloni slabe i povlače se ka ekvatoru. Leti, zbog rashlađujućeg uticaja vode, suptropska polja visokog pritiska šire se ka višim geografskim širinama, a vrednost pritiska raste. I manje vodene površine, kao što je npr. Sredozemno more, imaju termički uticaj na vrednosti pritiska, naročito u hladnijem delu godine kada se u tim oblastima obrazuje polje niskog vazdušnog pritiska.

5.2 VAZDUŠNA STRUJANJA

Vazduh u atmosferi se nalazi u stalnom kretanju i u horizontalnom i vertikalnom pravcu. Kretanje vazduha može biti različitih prostornih razmera - od malih vrtloga do sistema planetarnih dimenzija. Približno horizontalno kretanje vazduha naziva se advekcija ili vetar. Konvekcija je vertikalno kretanje vazduha koje nastaje u termički nestabilnoj atmosferi. Kosa vazdušna strujanja nastaju pri uzdizanju i spuštanju vazduha na preprekama ili vazdušnim frontovima. Vertikalna i kosa vazdušna strujanja mogu biti uzlazna (ascedentna) i silazna (descedentna).

5.2.1 Razmere kretanja

Kretanja vazduha u atmosferi imaju različite prostorne i vremenske razmere. Uobičajena, osnovna podela atmosferskih kretanja je podela na kretanja: malih (mikro), srednjih (mezo) i velikih (makro) razmera.

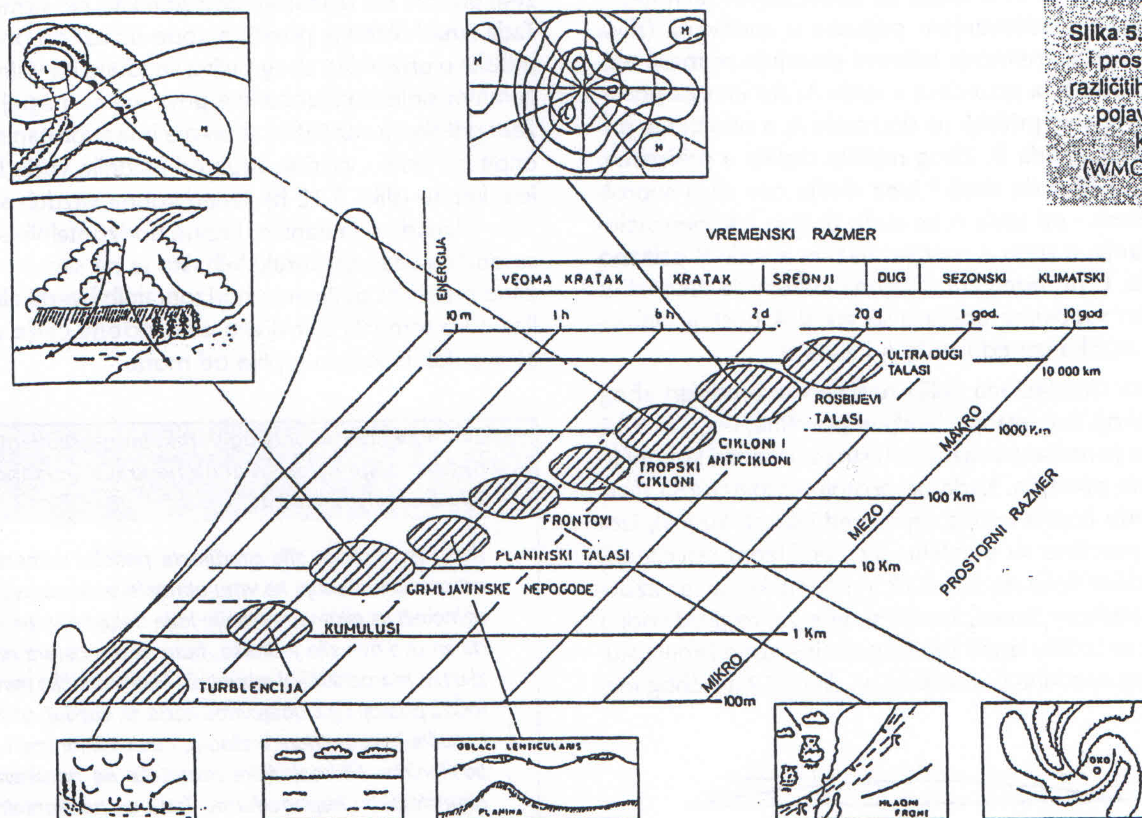
Na slici 5.10 prikazani su atmosferski sistemi i pojave u vremensko-prostornom koordinatnom sistemu. Promene stanja atmosfere do kojih dovode prikazane pojave i sistemi mogu biti: kratkoročne, srednjoročne, dugoročne, sezonske i klimatske.

U kretanja malih razmera spadaju tzv. mikroturbulencija i vrtlozi manjih razmera. Tipične prostorne dimenzije su od nekoliko centimetara do nekoliko stotina metara, a tipičan vremenski razmer oko minut. Kretanja malih razmera su približno izotropna - jednaka su u sva tri pravca, za razliku od kretanja većih razmera koja su približno horizontalna.

U sisteme mezorazmera spadaju: oblaci vertikalnog razvitka - kumulusi, grmljavinske nepogode, tornada, planinski talasi, lokalni vetrovi (npr. vetar s mora i vetar s kopna), frontovi. Tipična horizontalna razmera mezosistema je od nekoliko kilometara do nekoliko stotina kilometara, a vremenski razmer od nekoliko minuta do 24 časa.

U okviru kretanja velikih razmera izdvajaju se kretanja sinoptičkih i planentarnih razmera. U procese sinoptičkih razmera spadaju cikloni i anticikloni, koji imaju horizontalne razmere od nekoliko stotina do nekoliko hiljada kilometara. Obično traju nekoliko dana, najviše nekoliko nedelja. Na meteorološkim kartama koje obuhvataju oblasti hemisferskih razmera, mogu se uočiti i sistemi planetarnih razmera kao što su Rosbijevi i ultradugi talasi. Rosbijevi talasi su talasnih dužina više hiljada kilometara i kreću se u pravcu istok - zapad malim brzinama u poređenju sa drugim atmosferskim kretanjima.

Da bi se kretanja u atmosferi mogla adekvatno opisati na osnovu merenja, potrebno je da ona budu reprezentativna za procese kojima su namenjena. Za praćenje sistema sinoptičkih i planetarnih razmera dovoljno je raspolagati merenjima sa meteoroloških stanica na udaljenosti od 50 do 100 km i to na svakih 6 sati. Mnogo gušća mreža stanica i češća merenja ne bi doprinela tačnijem predstavljanju ovih procesa, već naprotiv, došlo bi do pojave "šuma" koji odgovara kretanji-



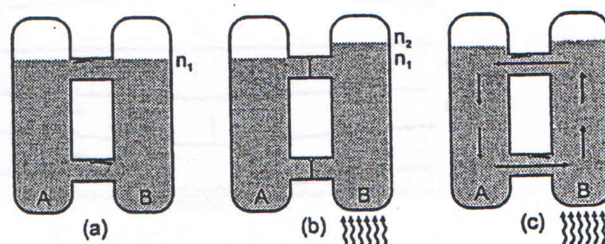
Slika 5.10 Vremenski i prostorni razmer različitih atmosferskih pojava i sistema kretanja (WMO-ICSU, 1973)

ma manjih razmera. S druge strane, sinoptička merenja ne mogu pružiti dovoljno informacija za opisivanje sistema mezorazmera, kao što je npr. grmljavinski oblak. Za praćenje jednog grmljavinskog oblaka treba organizovati specijalna merenja, koja bi imala veću rezoluciju i u prostoru i u vremenu i koja bi, između ostalog, trebalo da obuhvate i merenja vertikalne brzine vazduha.

5.2.2 Nastanak vazdušnih strujanja

Gotovo sva kretanja u atmosferi nastaju zbog razlike u temperaturi vazduha u horizontalnom pravcu. Kada ne postoji horizontalni gradijent temperature, topao vazduh se nalazi iznad hladnog vazduha, izobarske površine su paralelne sa površinom Zemlje (slika 5.1) i atmosfera se nalazi u stabilnom ravnotežnom stanju. Kada postoji razlika u temperaturi vazduha u horizontalnom pravcu, izobarske površine su nagnute (slika 5.2), atmosfera se nalazi u nestabilnom stanju i vazduh počinje da se kreće. Nastanak vazdušnih strujanja u atmosferi može se objasniti pomoću eksperimenta prikazanog na slici 5.11.

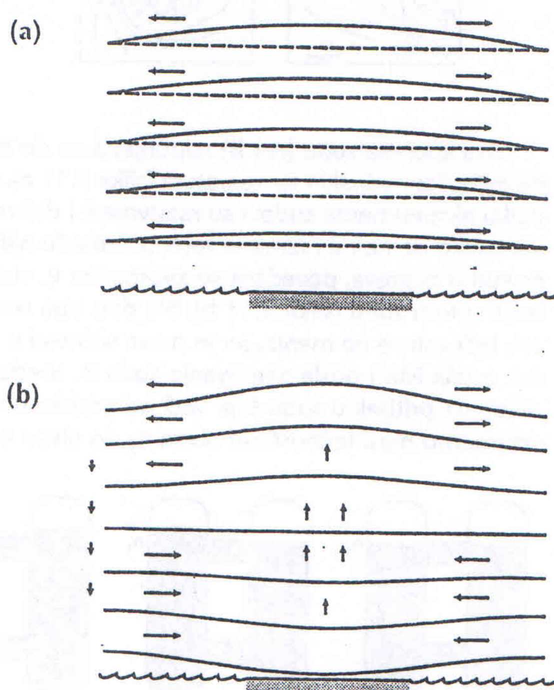
Dva spojena suda (A i B) napunjena su do iste visine tečnošću jednakih temperatura (slika 5.11 a). Na početku eksperimenta sudovi su razdvojeni i dobro izolovani, tako da nema razmene toplote između njih. Kada se sud B zagreva, povećava se zapremina tj. visina tečnosti u tom sudu (slika 5.11 b). Na dnu oba suda pritisak tečnosti se ne menja, jer je masa tečnosti u sudovima ostala ista i posle zagrevanja suda B. Međutim, na nivou n1 pritisak u sudu B je veći od pritiska u sudu A, srazmerno masi tečnosti od nivoa n_1 do nivoa n_2. Kada



Slika 5.11 Strujanje tečnosti u različito zagrejanim spojenim sudovima

se uklone pregrade, tečnost će oticati kroz gornju cev iz suda B u sud A u težnji za postizanjem ravnoteže, odnosno izjednačavanjem pritisaka u sudovima (slika 5.11 c). Zbog prelivanja tečnosti smanjuje se masa tečnosti u sudu B, a povećava u sudu A, što ima za posledicu povećanje pritiska na dnu suda A, a smanjenje pritiska na dnu suda B. Zbog nastale razlike u pritiscima, tečnost počine da struji i kroz donju cev ali u suprotnom smeru - od suda A ka sudu B. Kao kompenzaciona strujanja, u sudu A nastaje silazno, a sudu B uzlazno strujanje. Ova termički uslovljena cirkulacija tečnosti u spojenim sudovima održava se sve dok postoji temperaturna razlika između suda A i suda B.

Slična cirkulaciona ćelija nastaje i u atmosferi zbog nejednakog zagrevanja Zemljine površine. Na slici 5.12 prikazan je nastanak vazdušnih strujanja iznad kopnenih i vodenih površina. Kada ne postoji temperaturna razlika između kopna i vode (npr. pred izlazak Sunca), izobarske površine su paralelne sa Zemljinom površinom (isprekidane linije na slici 5.12 a) i nema kretanja vazduha. Sa izlaskom Sunca, kopno se više zagreva od vode i izobare se izdižu iznad toplije površine zbog širenja stuba toplog vazduha (pune linije na slici 5.12 a). Zbog razlike u pritiscima na visini, vazduh počinje da struji ka nižem pritisku niz izobarske površine kao niz strmu ravan. Tada iznad hladnije površine vode dolazi do povećanja pritiska u prizemlju, zbog priliva vazduha na visini. U prizemnim slojevima izobarske površine se naginju ka nižem pritisku, a vazdušno strujanje ima suprotan smer od onog na visini - vazduh struji od hladnije vode ka toplijem kopnu (slika 5.12 b). Iznad kopna vazduh struji naviše, a iznad vode naniže. Brzine horizontalnih strujanja su obično veće od vertikalnih, što je na slici 5.12 prikazano različitim dužinama horizontalnih i vertikalnih strelica. Ova termički uslovljena cirkulaciona ćelija održava se sve dok je kopno toplije od mora.



Slika 5.12 Strujanje vazduha iznad nejednako zagrejane podloge

Zašto se i pored velikog vertikalnog gradijenta pritiska u atmosferi, vazduh ne kreće ubrzano ka većim visinama?

Zbog toga što je sila gradijenta pritiska usmerena od površine Zemlje ka vrhu atmosfere skoro uvek u ravnoteži sa silom gravitacije koja deluje naniže. Kada su ove dve sile jednake, tada se atmosfera nalazi u tzv. hidrostatičkoj ravnoteži. Hidrostatička ravnoteČža postoji i u slučajevima kada se vazduh uzdiže i spušta konstantnom brzinom, npr. u ciklonima i anticiklonima. Hidrostatička ravnoteža se narušava u atmosferskim nepogodama. Tada su horizontalna i vertikalna brzina približno istog reda veličine. Međutim, ova vertikalna kretanja kratko traju i prostorno su veoma ograničena.

5.2.3 Sile koje deluju pri horizontalnom kretanju vazduha

Po drugom Njutnovom zakonu sva kretanja su posledica delovanja sila. Sile koje utiču na kretanje vazduha u horizontalnom pravcu u atmosferi su:

- sila gradijenta pritiska,
- sila devijacije,
- centrifugalna sila,
- sila trenja.

SILA GRADIJENTA PRITISKA

U atmosferi sila gradijenta pritiska se javlja kada postoji razlika u vazdušnim pritiscima. Sila gradijenta pritiska ima pravac normalan na izobare, smer od nižeg ka višem pritisku, a intenzitet srazmeran razlici

pritisaka. Što je razlika u pritiscima veća, odnosno što su izobare gušće, veća je sila gradijenta pritiska. Vazduh iz stanja mirovanja pokreće sila gradijenta pritiska. Međutim, kada vazduh počne da se kreće, tada na njega deluju i druge sile koje utiču na pravac i brzinu kretanja.

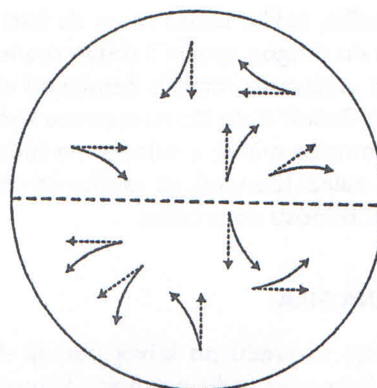
SILA DEVIJACIJE

Zakoni kretanja tela zavise od koordinatnog sistema. Pošto ljudi žive a i mere vetar i druge meteorološke elemente instrumentima uglavnom vezanim za Zemlju, najlogičnije je da se kretanja posmatraju u odnosu na rotirajuću Zemlju.

Drugi Njutnov zakon važi za tzv. inercijalne sisteme - sisteme koji se kreću bez ubrzanja. Međutim, rotacija i konstantnom ugaonom brzinom predstavlja ubrzano kretanje, tako da se u neinercijalnom sistemu vezanom za rotirajuću Zemlju javljaju i prividne sile (tzv. inercijalne sile) koje ne postoje za posmatrača u inercijalnim sistemima.

Prividna sila koja deluje na tela koja se kreću u odnosu na sistem koji rotira, naziva se sila devijacije ili Koriolisova sila po francuskom naučniku koji je izveo matematički izraz za ovu silu. Dejstvo sile devijacije za osmatrača na Zemlji se ogleda u tome što sva tela skreću nadesno od pravca kretanja na severnoj a nalevo na južnoj hemisferi (slika 5.13). Ova sila menja pravac ali ne i brzinu kretanja tela.

Priroda sile devijacije može se lepo razumeti na osnovu veoma jednostavnog eksperimenta. Uzme se list hartije i zabode olovka u sredinu. Istovremeno se okreće list i pokušava olovkom da se povuče prava linija. Trag koji ostavlja olovka neće biti prava već kriva linija.



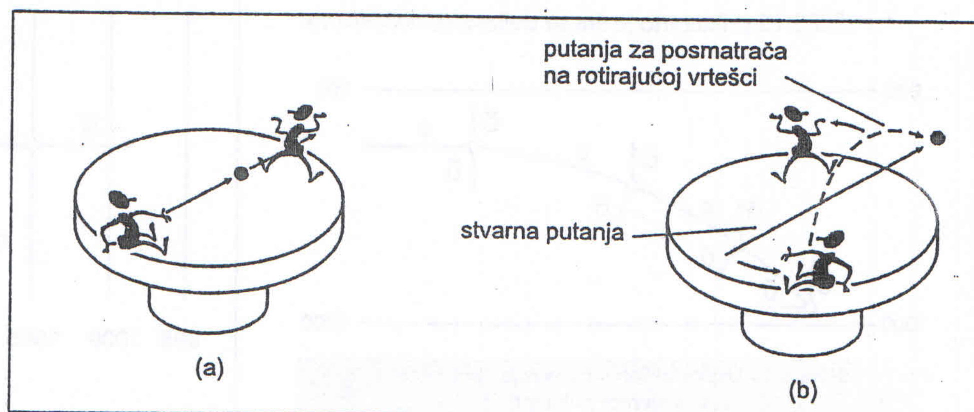
Slika 5.13 Dejstvo sile devijacije na kretanja za osmatrača na Zemlji

Pravac Koriolisove sile je normalan na pravac kretanja tela, udesno na severnoj a ulevo na južnoj Zemljinoj polulopti. Intenzitet sile devijacije zavisi od ugaone brzine, geografske širine i brzine tela. Sa porastom brzine kretanja tela povećava se i skretanje od pravolinijske putanje. Koriolisova sila raste sa geografskom širinom - najveća je na polu, a najmanja na ekvatoru, gde je jednaka nuli.

Iako deluje na sva tela koja se kreću na Zemlji, dejstvo Koriolisove sile je veoma malo za kretanja srednjih i malih razmera, pa se zanemaruje u razmatranju ovih procesa. Međutim, horizontalna komponenta Koriolisove sile je veoma značajna za kretanja razmera većih od 100 km u izvantropskim širinama. U dinamičkoj meteorologiji do ovih zaključaka se dolazi razmernom analizom, a važnost ramera kretanja u odnosu na sistem koji rotira biće objašnjen još jednim ilustrativnim primerom.

Dva igrača se nalaze na dečjoj vrtešci i dobacuju se loptom. Kada vrteška miruje, lopta iz ruku jednog do ruku drugog igrača stiže pravolinijskom putanjom (slika 5.14 a). Ali, ako na vrtešci koja se okreće igrač pravolinijski baci loptu, ona neće stići u ruke drugog igrača (slika 5.14 b). Dakle, igrač mora da proceni, na osnovu br-

Slika 5.14 Uticaj sile devijacije na putanju lopte na vrtešci



zine okretanja vrteške, koliko ukoso mora da baci loptu da bi ona stigla do drugog igrača. S druge strane, košarkaš ne mora da uračunava rotaciju Zemlje pri upućivanju lopte na koš. Zašto? Zato što su razmere kretanja košarkaške lopte mnogo manje u odnosu na rotirajući sistem u kome se nalazi (Zemlju), za razliku od razmera kretanja lopte u odnosu na vrtešku.

CENTRIFUGALNA SILA

Na sva tela koja se kreću po krivoj putanji deluje centrifugalna sila koja predstavlja normalnu komponentu ubrzanja kod krivolinijskog kretanja. Ovo ubrzanje postoji kod svakog krivolinijskog kretanja, pa i onih koja se vrše konstantnom brzinom. Centrifugalna sila je usmerena od centra ka periferiji krivolinijske putanje. Intenzitet centrifugalne sile se povećava sa povećanjem krivine putanje.

SILA TRENJA

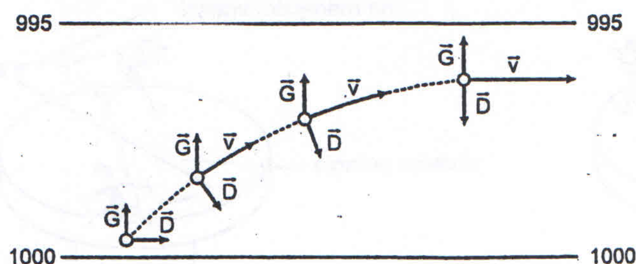
U nižim slojevima atmosfere (najčešće do 1 000 m) na kretanje vazduha utiče i sila koja nastaje usled trenja vazduha o Zemljinu površinu. Sila trenja ima isti pravac, ali suprotan smer od kretanja vazduha, a njen intenzitet zavisi od hrapavosti Zemljine površine i brzine vetra. Što je podloga hrapavija i brzina kretanja veća, veća je i sila trenja. Sila trenja se smanjuje udaljavanjem od podloge, tako da je u većem delu atmosfere praktično zanemarljiva.

5.2.4 Vetar iznad sloja trenja

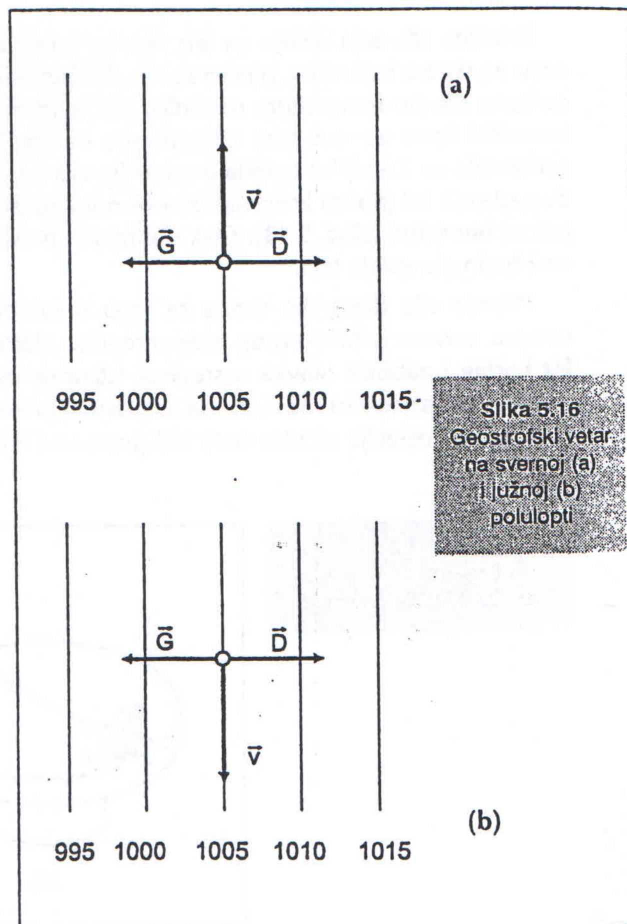
Kretanja većih razmera iznad sloja trenja odvijaju se pod dejstvom sile gradijenta pritiska i sile devijacije, a pri krivolinijskom kretanju javlja se i centrifugalna sila.

Na slici 5.15 prikazano je šta se dešava sa delićem vazduha koji se nalazi na severnoj hemisferi u polju pritiska, u kome se izobare pružaju pravolinijski. Pod dejstvom sile gradijenta pritiska (G) delić počinje da se kreće normalno na izobare od višeg ka nižem pritisku. U trenutku kada je delić započeo kretanje, na njega počinje da deluje sila devijacije (D) normalno na pravac kretanja i delić skreće udesno. S povećanjem brzine delića povećava se i sila devijacije, pa delić skreće sve više i više udesno. Kada vetar dostigne brzinu pri kojoj sila gradijenta pritiska uravnotežava silu devijacije, delić počinje da se kreće duž izobara konstantnom brzinom -rezultantna sila je jednaka nuli, pa nema daljeg ubrzavanja.

Horizontalno neubrzano strujanje duž pravolinijskih izobara, kada je sila gradijenta pritiska u ravnoteži sa silom devijacije, naziva se **geostrofski vetar**. Brzina geostrofskog vetra direktno je proporcionalna veličini gradijenta pritiska, a obrnuto proporcionalna gustini vazduha i geografskoj širini. U ekvatorijalnom pojasu ne duvaju geostrofski vetrovi, jer je horizontalna komponenta sile devijacije jednaka nuli.



Slika 5.15 Uspostavljanje geostrofske ravnoteže na severnoj polulopti



Slika 5.16 Geostrofski vetar na severnoj (a) i južnoj (b) polulopti

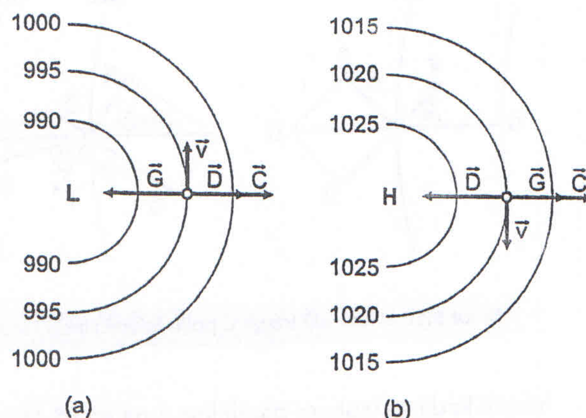
Na severnoj polulopti geostrofski vetar duva paralelno sa izobarama, tako da se nizak pritisak nalazi sa leve strane (slika 5.16 a), dok na južnoj polulopti geostrofski vetar ima suprotan smer, jer sila devijacije deluje ulevo u odnosu na pravac kretanja (slika 5.16 b). To je prvi zapazio holandski naučnik Bis Balot i formulisao tzv. **"Bis Balotovo pravilo"** koje glasi: ako stanemo tako da nam vetar duva u leđa, nizak pritisak će se nalaziti sa leve strane na severnoj, a sa desne na južnoj hemisferi.

Osmatranja pokazuju da se u većem delu atmosfere (osim u blizini ekvatora i u sloju ternja) stvarni vetar, karkterističan za sisteme većih razmera, veoma malo razlikuje od geostrofskog. Proces ostvarivanja ove ravnoteže kojom se polje vetra prilagođava polju pritiska, naziva se geostrofsko podešavanje. Pri pojavi nekog ageostrofskog poremećaja kao što su npr. oslobađanje latentne toplote ili trenje, polje vetra i polje pritiska se nezavisno menjaju, geostrofska ravnoteža se narušava, ali uglavnom samo lokalno na mestu gde je poremećaj nastao. Vrlo brzo procesom geostrofskog podešavanja atmosfera se vraća u prvobitno ravnotežno stanje.

Ukoliko su izobare krivolinijske, kada delić vazduha počne da se kreće ka niskom pritisku, pored Koriolisove sile javlja se i centrifugalna sila. Strujanje konstantne brzine koje se uspostavlja kada je rezultanta ove tri sile jednaka nuli, naziva se **gradijentni vetar**. Odnos sila i pravac vetra oko polja niskog i visokog pritiska na severnoj polulopti prikazani su na slici 5.17.

U ciklonima se uspostavlja ravnoteža između sile gradijenta pritiska (G) s jedne i sile devijacije (D) i centrifugalne sile (C) s druge strane. Vetar duva u pravcu tangete na krivolinijske izobare a u smeru suprotnom skazaljki na satu na severnoj hemisferi (slika 5.17 a). U anticiklonima ravnoteža se uspostavlja između sile gradijenta pritiska i centrifugalne s jedne i sile devijacije s druge strane. Vazduh struji u pravcu tangete na krivolinijske izobare, a u smeru skazaljke na satu na severnoj hemisferi (slika 5.17 b). Na južnoj polulopti vazduh u barskim sistemima struji u suprotnom smeru - u ciklonima u smeru skazaljke na satu, a u anticiklonima suprotno skazaljki na satu.

U tropskom pojasu gde je dejstvo sile devijacije slabo zbog male geografske širine, može se javiti veoma jako ciklonarno strujanje vazduha u kome se uspostavlja ravnoteža između sile gradijenta pritiska i centrifugalne sile, tzv. ciklostrofska ravnoteža. Ovi atmosferski poremećaji odlikuju se gustim izobarama koje imaju veliku zakrivljenost, pa su i gradijenta sila pritiska i centrifugalna sila velikog intenziteta. I u lokalnim atmosferskim vrtlozima,



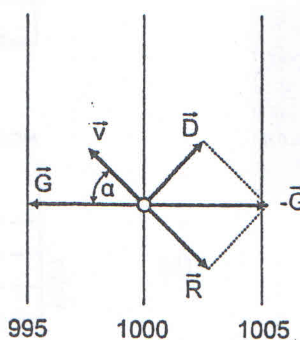
Slika 5.17 Uspostavljanje geostrofske ravnoteže na severnoj polulopti

kod kojih je sila devijacije zanemarljiva zbog malih razmera poremećaja, uspostavlja se ciklostrofska ravnoteža između sile gradijenta pritiska i centrifugalne sile.

U ekvatorijalnoj oblasti ne može se obrazovati anticiklonarno strujanje vazduha, jer sila gradijenta pritiska ne može biti uravnotežena ni silom devijacije koja je jednaka nuli ni centrifugalnom silom koja deluje u istom smeru (slika 5.17 b), pa pod dejstvom gradijentne sile razlika u pritiscima brzo nestaje.

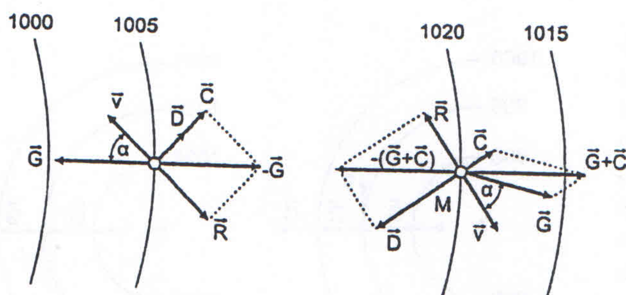
5.2.5 Vetar u prizemnom sloju atmosfere

U prizemnom slojevu atmosfere, gde postoji uticaj sile trenja, strujanje vazduha se razlikuje od onog na visini. Pri istoj vrednosti gradijenta pritiska, prizemni vetrovi imaju različit i pravac i intenzitet u odnosu na vetar u slobodnoj atmosferi. Dejstvo sile trenja smanjuje intenzitet i menja pravac prizemnog vetra.



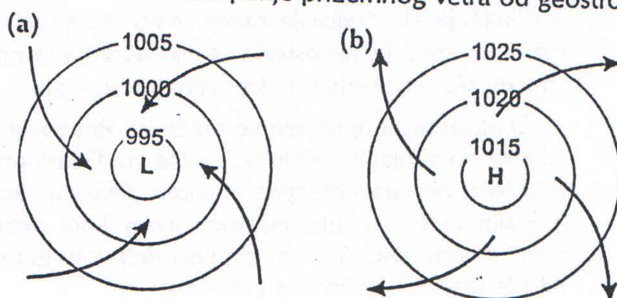
Slika 5.18 Uticaj sile trenja u polju pravolinijskih izobara

Prizemni vetar nije paralelan izobarama, već ih preseca i duva od višeg ka nižem vazdušnom pritisku. Na slici 5.18 prikazana je ravnoteža sila na severnoj po-



Slika 5.19 Uticaj sile trenja u polju krivolinijskih izobara.

lulopti kada su izobare paralelne, a na slici 5.19 kada su izobare krivolinijske. Zbog skretanja vetra od pravca izobara, u ciklonima postoji konvergencija, a u anticiklonima divergencija vazduha u prizemlju (slika 5.20). Koliko će biti odstupanje prizemnog vetra od geostrof-



Slika 5.20 Strujanje vazduha pri tlu u ciklonu (a) i anticiklonu (b)

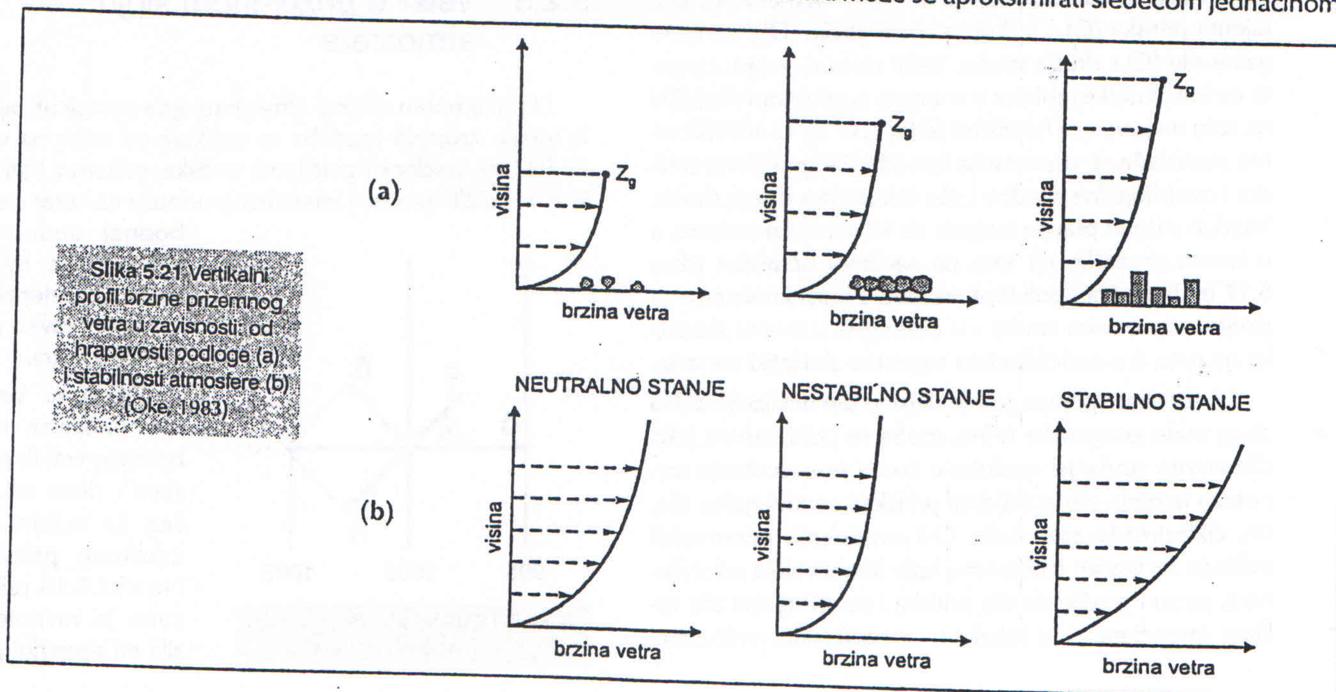
skog zavisi od hrapavosti terena, brzine vetra i udaljenosti od podloge. Prosečno skretanje prizemnog vetra u odnosu na izobare iznosi 30⁰ (na kopnu između 35 i 45⁰ a na moru između 10 i 20⁰), dok je brzina prizemnog vetra u proseku za 30% manja od brzine geostrofskog vetra.

PROMENA BRZINE VETRA SA VISINOM U SLOJU TRENJA

Debljina sloja u kojem zbog trenja dolazi do usporavanja kretanja vazduha zavisi od hrapavosti podloge (slika 5.21 a). Visina z_g predstavlja nivo iznad kojeg je vetar približno konstantan sa visinom, što znači da na tom nivou u atmosferi prestaje uticaj sile trenja. Debljina sloja trenja je najmanja iznad ravnih površina i povećava se sa hrapavošću podloge. Zbog toga je promena brzine vetra sa visinom, odnosno vertikalni gradijent srednje brzine vetra, veći iznad ravne nego hrapave podloge.

Pored hrapavosti podloge na promenu vetra sa visinom utiče i stabilnost atmosfere (slika 5.21 b). U prethodnom odeljku, već je objašnjeno kako se srednja brzina vetra povećava pri tlu, a smanjuje na visini usled vertikalnog mešanja vazduha. Zbog toga pri stabilnoj stratifikaciji, kada je smanjeno vertikalno mešanje, brzina vetra brže raste sa visinom, a debljina sloja trenja je manja nego pri nestabilnoj stratifikaciji atmosfere.

Promena brzine vetra sa visinom u prvih nekoliko stotina metara može se aproksimirati sledećom jednačinom:



Slika 5.21 Vertikalni profil brzine prizemnog vetra u zavisnosti od hrapavosti podloge (a) i stabilnosti atmosfere (b) (Oke, 1983)

$$u = u_0 \left(\frac{z}{z_0} \right)^a$$

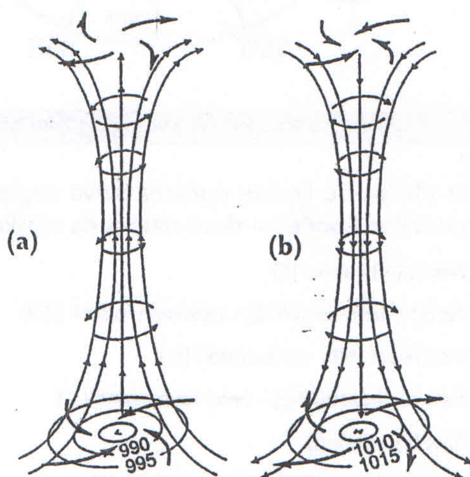
gde je: u_0 - brzina vetra na visini z_0, za koju se obično uzima standardna visina na kojoj se meri vetar (10 m),

u - brzina vetra na proizvoljnoj visini z,

a - koeficijent koji zavisi od hrapavosti podloge (vrednost npr. za travu iznosi 0,15 a šumu 0,30).

5.2.6 Vazdušna strujanja u ciklonima i anticiklonima

Cikloni i anticikloni nisu samo oblasti niskog i visokog vazdušnog pritiska, već dinamički sistemi sa izraženim horizontalnim i vertikalnim kretanjem vazduha (slika 5.22).



Slika 5.22 Horizontalna i vertikalna strujanja vazduha u ciklonima (a) i anticiklonima (b)

Kao što je već objašnjeno u prethodnom odeljku, vazduh u ciklonima struji oko centra niskog vazdušnog pritiska u smeru skazaljke na satu, a u anticiklonima suprotno smeru skazaljke na satu oko centra visokog pritiska. U prizemlju, zbog dejstava sile trenja, vazduh skreće ka nižem pritisku u središtu ciklona i na periferiji anticiklona.

U centru ciklona, gde postoji konvergencija, vazduh se uzdiže. Na gornjoj granici ovog atmosferskog vrtloga vazduh divergira. Sve dok postoji ravnoteža između konvergencije vazduha u prizemlju i divergencije vazduha na visini, vrednost atmosferskog pritiska u centru ciklona se ne menja. Kada je divergencija vazduha na visini veća od konvergencije u prizemlju, tada pritisak u centru opada (ciklon se produbljuje), a brzina prizemnog vetra se povećava. U suprotnom slučaju, kada je divergencija na visini manja od konvergencije vazduha u prizemlju, pritisak u centru raste (ciklon se popunjava), a brzina prizemnog vetra se smanjuje.

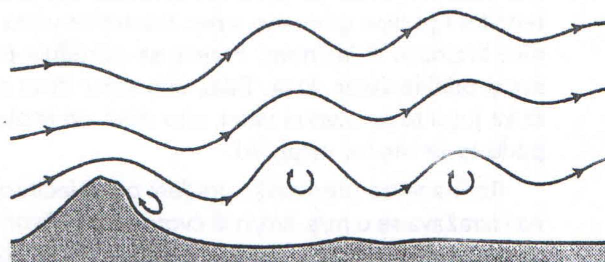
U anticiklonima na visini vazduh konvergira i spušta se u centru anticiklona, a u prizemlju divergira. Kao i kod ciklona, kada postoji ravnoteža između konvergencije i divergencije vazduha, pritisak u centru se ne menja. Kada je konvergencija vazduha na visini veća od divergencije vazduha u prizemlju, anticiklon slabi. I obrnuto, kada je konvergencija vazduha na visini manja od divergencije vazduha u prizemlju, anticiklon jača.

Brzina kojom se vazduh uzdiže ili spušta u ciklonima i anticiklonima je mnogo manja od brzine kojom vazduh kruži oko ovih barskih sistema. Vertikalna brzina je nekoliko stotina puta manja od horizontalne brzine i reda je veličine nekoliko centimetara u sekundi.

5.2.7 Uticaj reljefa na strujanje vazduha

Pri nailasku vazduha na čvrstu prepreku dolazi do poremećaja u vazdušnoj struji. Veličina poremećaja vazduha zavisi od: oblika i veličine prepreke, ugla pod kojim vetar duva, brzine vetra i stabilnosti atmosfere. Najveći uticaj na strujanje vazduha ima reljef koga čine neravnine na Zemljinoj površini.

Kada vazduh naiđe pod pravim uglom na neku prepreku on je obilazi, ako je vetar slab a prepreka izolovana. Kada je orografska prepreka dovoljno dugačka, kada je vetar jak i duva normalno na planinu, tada dolazi do uzdizanja i prebacivanja vazduha preko prepreke (slika 5.23).



Slika 5.23 Modifikacija horizontalnog strujanja vazduha pri nailasku na orografsku prepreku

Kada su planine visoke 2 000-3 000 m do uzdizanja vazduha dolazi na oko 10 km ispred prepreke, pa čak i na 50 km ako je ispred more ili ravnica. Pri prebacivanju vazduha dolazi do zbijanja strujnica i povećanja brzine vetra iznad prepreke. Poremećaj u strujanju vazduha oseti se do 1/3 visine usamljene planine, a kod planinskog venca do 3 ili čak 5-6 visina. Poremećaj u strujanju vazduha oseća se i daleko iza prepreke. Kao što je već pomenuto u prethodnom poglavlju, pri određenim meteorološkim uslovima formiraju se vertikalni talasi sa velikom amplitudom koji se nazivaju stacionarni ili stojeći talasi. Amplituda ovih talasa se smanjuje udaljavanjem od prepreke. Na vrhu stojećih talasa, na uzlaznom delu, javljaju se sočivasti oblaci (roda Sc, Ac i Cc, vrste lenticuularis). Kao i sami stojeći talasi i ovi oblaci su postojani - održavaju se sve dok traje horizontalno strujanje. Ispod svakog vrha talasa obrazuju se i vrtlozi sa horizontalnom osovinom koji se nazivaju rotori. Jedriličari koriste uzlazna kretanja u prednjem delu talasa, dok rotori ugrožavaju bezbednost letilica.

Kada se pravac vetra poklapa sa pravcem pružanja orografske prepreke nastaju bočni vrtlozi sa vertikalnom osovinom.

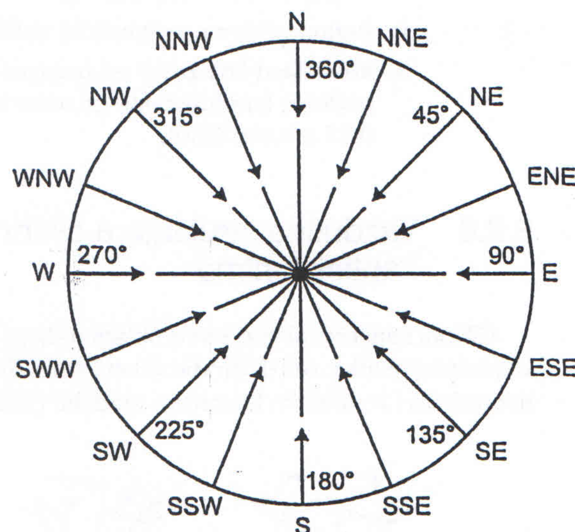
Do promena u strujanju vazduha dolazi i u udubljenjima na Zemljinoj površini. U dolinama i kotlinama, pravac vetra se može znatno razlikovati od opšteg strujanja u široj oblasti. To je naročito slučaj pri kretanju hladnog vazduha, koji se usled veće gustine najviše prilagođava obliku reljefa. U toku vedrih zimskih noći, jezera hladnog vazduha koja se obrazuju u dolinama i kotlinama ponašaju se kao ravne površine iznad kojih vetar duva bez poremećaja. Ako se pravac vetra poklapa sa pružanjem kotlina, kanjona i rečnih dolina, dolazi do zbijanja strujnica i povećanja brzine vetra.

5.2.8 Određivanje vetra

Vetar je jedini meteorološki element koji je vektorska veličina. Vetar je određen kada su mu poznati intenzitet i pravac odnosno smer. Intenzitet vetra se definiše brzinom ili jačinom. **Pravac** se određuje po strani sveta odakle vetar duva. Tako, ako vetar duva od severa ka jugu to je severni vetar, ako duva od istoka ka zapadu to je istočni vetar, itd.

Brzina vetra predstavlja pređeni put u jedinici vremena i izražava se u m/s, km/h ili čvorovima (1 čvor = 0,515 m/s). **Jačina vetra** se određuje prema dejstvu koje vetar ima na predmete u osmatračevoj okolini i izražava se u stepenima Boforove skale, koju je napravio engleski admiral Bofor još početkom XIX veka. U dodatku II data je Boforova skala od 13 pravaca.

Pravac vetra se prikazuje na tzv. ruži vetrova od 8, 16 ili 32 pravca, ili azimutnim uglom izraženim u lučnim stepenima (slika 5.24). Za označavanje strana sveta obično se koriste početna slova engleskih naziva, a ponekad i početna slova naziva na srpskom jeziku:



Slika 5.24 Ruža vetra od 16 pravaca

North (N) - *sever* (S)

North-northeast (NNE) - *sever-severoistok* (SSI)

Northeast (NE) - *severoistok* (SI)

East-northeast (ENE) - *sever-severoistok* (SI)

East (E) - *istok* (I)

East-southeast (ESE) - *istok-jugoistok* (IJI)

Southeast (SE) - *jugoistok* (JI)

South-southeast (ESE) - *jug-jugoistok* (JJI)

South (S) - *jug* (N)

South-southwest (SSW) - *jug-jugozapad* (JJZ)

Southwest (SW) - *jugozapad* (JZ)

West-southwest (WSW)- *zapad-jugozapad* (ZJZ)

West (Z) - *zapad* (W)

West-northwest (WNW) - *zapad-severozapad* (ZSZ)

Northwest (NW) - *severozapad* (SZ)

North-northwest (SSZ) - *sever-severozapad* (NNW)

Vetar nikada ne duva konstantnom brzinom i iz istog pravca u nekom dužem vremenskom periodu. Osobina vetra da u nejednakim vremenskim intervalima menja intenzitet naziva se **mahovitost, udarnost** ili **rafalnost**. U zavisnosti kolika je udarnost vetra odnosno promena brzine, vetar može biti: ravnomeran ili ujednačen; mahovit ili rafalan; olujan ili buran. Po promeni pravca vetar može biti: stalan ili promenjiv.

Što je veća brzina vetra, hrapavost podloge i nestabilnost atmosfere, mahovitost vetra je veća. Mahovitost vetra i promenjivost pravca najveća je pri tlu i opada sa visinom. Pošto na promenu brzine i pravca vetra utiču i termička konvektivna kretanja, mahovitost vetra je najizraženija u najtoplijim delovima dana kada je atmosfera najnestabilnija.

5.2.9 Dnevni i godišnji tok brzine vetra

U odsustvu atmosferskih poremećaja brzina vetra ima pravilan dnevni hod. Maksimum brzine vetra javlja se u najtoplijim časovima dana, a minimum noću. Ovakav dnevni tok je posledica uticaja termičke turbulencije na polje vetra. Što je veće zagrevanje podloge i nestabilnost atmosfere, veća je termička turbulencija, pa se maksimum konvektivnh kretanja javlja u popodnevnim časovima, a minimum noću. Vertikalno mešanje vazduha omogućava razmenu kinetičke energije između viših (bržih) i nižih (sporijih) slojeva atmosfere, što povećava brzinu vazduha u prizemlju, a smanjuje na visini. Dnevni hod vetra najizrazitiji je leti iznad kopna zbog intenzivnijeg zagrevanja i vertikalnog mešanja vazduha.

U umerenom pojasu najveće vrednosti u toku godine brzina vetra u proseku dostiže zimi, a najmanje leti. Ovakav godišnji tok brzine vetra je posledica veće toplotne razlike, a usled toga i većeg gradijenta pritiska između manjih i većih geografskih širina u hladnijem delu godine.

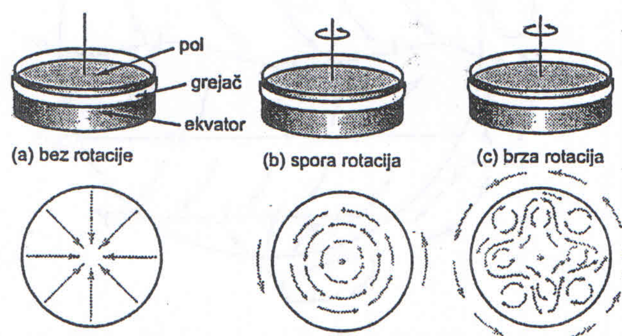
5.3 ATMOSFERSKA KRETANJA GLOBALNIH RAZMERA

Atmosferskim kretanjima velikih razmera vrši se stalna razmena vazduha između manjih i većih geografskih širina, nižih i viših slojeva atmosfere. Pod opštom cirkulacijom atmosfere podrazumeva se sistem horizontalnih i vertikalnih kretanja vazduha koji se dobija osrednjavanjem za duži vremenski period. Veoma važnu karakteristiku opšte cirkulacije atmosfere predstavljaju i mlazne struje, koje su povezane sa različitim atmosferskim pojavama i procesima.

5.3.1 Opšta cirkulacija atmosfere

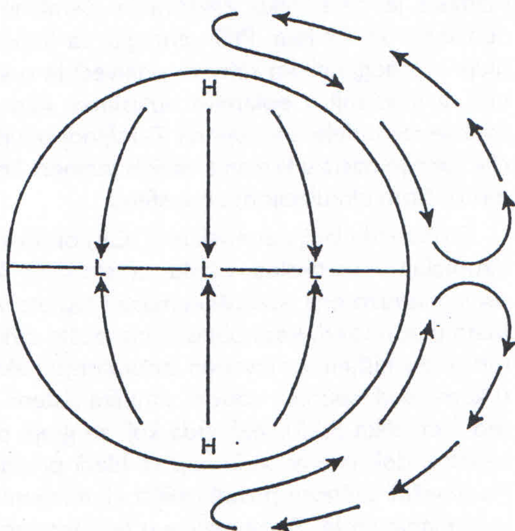
Izvor svih kretanja u atmosferi, pa i kretanja velikih razmera je nejednako zagrevanje Zemljine površine Sunčevim zračenjem. Priliv energije sa Sunca se smanjuje sa geografskom širinom - najveći je u ekvatorijalnim, a najmanji u polarnim oblastima. Kao posledica ovakve raspodele energije na Zemljinoj površini i rotacije Zemlje nastaju kretanja velikih razmera koja nazivamo opštom cirkulacijom atmosfere.

Opšta cirkulacija atmosfere (OCA) obuhvata sva horizontalna i vertikalna vazdušna strujanja kojima se ostvaruje razmena vazdušnih masa i toplote velikih razmera u atmosferi. Radi objašnjenja opšte cirkulacije atmosfere smišljen je i izveden laboratorijski eksperiment u kome sud ispunjen vodom simulira sistem Zemlja-atmosfera (slika 5.25). Zid suda koji se greje predstavlja ekvator, dok centar suda koji se hladi predstavlja pol. Po površini tečnosti posuti opiljci aluminijuma ocrtavaju strujanje vode. Zbog razlike u temperaturama između toplog "ekvatora" i hladnog "pola" nastaje cirkulacija vode u kojoj se toplota transportuje od ekvatora ka polu (slika 5.25 a). Ako se sud zarotira kao Zemlja - u smeru suprotnom skazaljki na satu gledano sa Severnog pola, uspostavlja se simetrična cirkulacija kao posledica delovanja Koriolisove sile i upostavljanja geostrofskog strujanja (slika 5.25 b). Kada se rotaciija suda ubrza, obrazuje se talasna cirkulacija i vrtlozi koji odgovaraju ciklonima i anticiklonima koji se javljaju u umerenim širinama (slika 5.25 c).

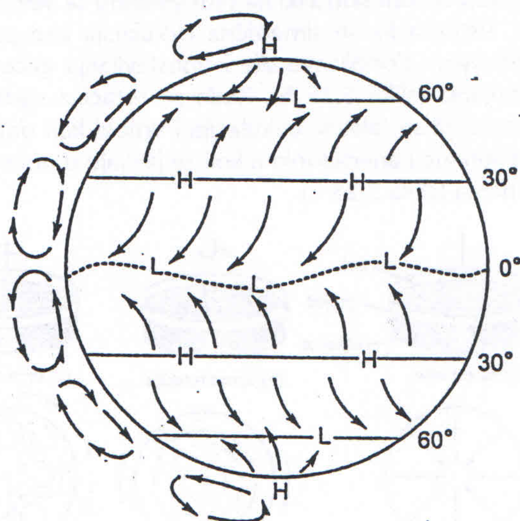


Slika 5.25 Laboratorijski model opšte cirkulacije atmosfere

Dakle, ako pretpostavimo da je Zemljina površina uniformna (ne postoji razlika u zagrevanju kopna i mora), da Sunčevi zraci padaju uvek normalno na ekvator (ne postoji sezonska promena vazdušnih strujanja) i da Zemlja ne rotira (ne deluje Koriolisova sila), opšta cirkulacija atmosfere bi se sastojala od po jedne cirkulacione ćelije na svakoj od hemisfera (slika 5.26). U ovoj termički uslovljenoj cirkulaciji, vazduh se uzdiže iznad zagrejane ekvatorijalne oblasti, struji na visini prema polovima, u polarnim oblastima se spušta i u prizemlju struji od polarnih ka ekvatorijalnim oblastima.



Slika 5.26 Model opšte cirkulacije atmosfere kada je ona uslovljena samo nejednakim zagrevanjem Zemljine površine



Slika 5.27 Šematski prikaz opšte cirkulacije atmosfere

Uključivanjem Koriolisove sile u ovaj idealizovani model, opšta cirkulacija atmosfere postaje znatno složenija. Jednoćelijska cirkulacija se narušava i nastaju tri ćelije na svakoj polulopti (slika 5.27).

U tropskoj cirkulacionoj ćeliji vazduh u prizemlju struji od suptropskih širina prema ekvatoru, ali zbog delovanja sile devijacije vazduh skreće udesno na severnoj a ulevo na južnoj hemisferi. Ovi vetrovi severoistočnog pravca na severnoj a jugoistočnog pravca na južnoj hemisferi nazivaju se **pasati**. U oblasti ekvatora, gde se sustiču pasati sa severne i južne polulopte, nalazi se intetropska zona konvergencije u kojoj preovlađuju slabi vetrovi ili tišine, pa se ova oblast još naziva i zona ekvatorijalnih tišina ili kalmi. U ovoj oblasti vazduh se uzdiže i na visini struji ka suptropskim širinama. Ovi visinski vetrovi imaju suprotan pravac od pasata - na severnoj polulopti jugozapadni, a na južnoj severozapadni i nazivaju se **antipasati**. U suptropskoj oblasti prisutna su vertikalna silazna strujanja, dok su horizontalna strujanja veoma slaba, pa se ova oblast naziva zona suptropskih tišina ili kalmi. U doba kada se Atlantikom za Novi svet putovalo jedrenjacima, u ovoj oblasti slabih vetrova dolazilo je do zastoja u plovidbi. Usled nedostatka vode i hrane, konji su bacani u vodu ili bivali pojedeni, pa se zbog toga zona suptropskih tišina naziva i konjskim širinama.

U cirkulacionoj ćeliji umerenih širina, vazduh u prizemlju struji od manjih ka većim geografskim širinama. Zbog dejstva Koriolisove sile ovo strujanje dobija zonalnu komponentu, pa prizemni vetrovi na severnoj polulopti imaju pretežno jugozapadni i zapadni, a na južnoj polulopti severozapadni i zapadni smer. Na visini vetrovi imaju suprotan smer - duvaju iz istočnog kvadranta. Na granici između tropskih i umerenih širina vazduh se spušta, a na granici između polarnih i umerenih širina uzdiže.

U polarnoj cirkulacionoj ćeliji u prizemlju preovlađuju vetrovi istočnog kvadranta, kojima se transportuje vazduh iz polarnih u umerene širine. U umerenim širinama vazduh se uzdiže i vetrovima koji duvaju iz zapadnog kvadranta transportuje ka polovima. Na polovima vazduh se spušta.

Opisana troćelijska šema opšte cirkulacije atmosfere ne opisuje u potpunosti stvarno polje vetra. Na slici 5.9 prikazana je srednja raspodela vetra u januaru i julu.

Može se zapazati da intertropska zona konvergencije prati prividno kretanje Sunca i da se uvek nalazi na onoj polulopti na kojoj je leto - u januaru na južnoj, a u

julu na severnoj. Pri prelasku ITZK dolazi i do prebacivanja pasata sa jedne na drugu poluloptu, što obezbeđuje međuhemisfersku razmenu vazdušnih masa. U ekvatorijalnoj oblasti niskog pritiska postoji intenzivno uzdizanje vazduha, razvijaju se kumulonimbusi do velikih visina iz kojih padaju kiše velikog intenziteta.

Na slici 5.9 može se videti da su pasatski vetrovi znatno postojaniji iznad okeana nego iznad kopna. U suptropskom pojasu visokog pritiska dolazi do spuštanja vazduha. Zbog adijabatskog zagrevanja i smanjenja relativne vlažnosti, ova oblast je praktično bez padavina osim u područjima gde se javljaju monsuni.

Cirkulaciona ćelija umerenih širina veoma je nepostojana na severnoj polulopti, ali se ipak može reći da u prizemlju preovlađuju zapadni vetrovi. U ovoj osnovnoj struji, kao vrtlozi u reci, kreću se cikloni i anticikloni. U okviru ovih barskih i dinamičkih sistema vrši se razmena vazdušnih masa iz manjih i većih geografskih širina, nižih i viših slojeva atmosfere.

U polarnim oblastima formiraju se termički anticikloni sa slabim strujanjem severoistočnog smera na severnoj i jugoistočnog smera na južnoj hemisferi.

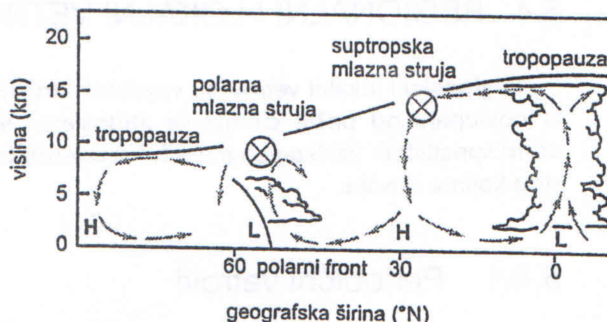
5.3.2 Mlazne struje

Relativno uske zone veoma jakih vetrova u atmosferi nazivaju se mlazne struje. Mlazne struje imaju u dužini hiljade kilometara, u širini stotine kilometara, a debljina im iznosi nekoliko kilometara. Mlazne struje se mogu javiti u ekvaoprijalnom pojasu, suptropskim oblastima i između 40 i 60° geografske širine na obe polulopte.

U gornjoj troposferi mlazne struje se javljaju ispod tropopauze. Brzina vetra duž ose troposferskih mlaznih struja je veća od 30 m/s, a može preći i 100 m/s. Mlazne struje karakteriše veliko smicanje vetra[2)] sa visinom. Vertikalno smicanje vetra sa visinom je reda veličine 5-10 m/s na 100 m, a bočno smicanje 5 m/s na 100 km.

Zone jakih vetrova ponekad se mogu osmotriti i u donjoj troposferi, blizu Zemljine površine. Kada brzina vetra prelazi 15 m/s u prvih 2-3 km, tada se radi o prizemnoj mlaznoj struji. Mlazne struje se obrazuju i u višoj atmosferi: stratosferi, mezosferi i termosferi.

Na slici 5.28 prikazan je srednji položaj polarne i suptropske mlazne struje i opšta cirkulacija atmosfere zimi na severnoj polulopti. Mlazne struje nalaze se u oblastima gde postoji prekid tropopauze - polarna mlazna struja na visini od oko 10 km iznad polarnog fronta, a suptropska mlazna struja na visini od oko 13 km iznad



Slika 5.28 Srednji položaj polarne i suptropske mlazne struje

suptropskog polja visokog pritiska. Preovlađujući smer strujanja vazduha u obe mlazne struje je zapadni. Međutim, mlazne struje često meandriraju (polarna više od suptropske), pružajući se na sever i jug na pojedinim delovima talasa, koji mogu obuhvatati i celu hemisferu. Ponekad, zbog meandriranja, dolazi i do spajanja polarne sa suptropskom mlaznom strujom. To se dešava češće leti nego zimi. Leti se kombinovana struja održava nekoliko nedelja, a zimi svega nekoliko dana.

Nastanak mlaznih struja povezuje se sa velikim horizontalnim gradijentima temperature i pritiska. Temperaturni kontrast je veoma izražen u oblasti polarnog fronta, zoni koja razdvaja hladan polarni i topao tropski vazduh. Temperaturna razlika između vazduha koji leži severno i južno od linije fornta najveća je zimi a najmanja leti, tako da položaj i jačina vetra u polarnoj mlaznoj struji variraju sezonski. Zimi polarna mlazna struja zauzima južniji položaj a brzina vetra je veća nego leti. Debljina polarne struje je veća od debljine suptropske mlazne struje. Polarna mlazna struja se prostire između 500 i 200 mb površine sa najjačim vetrovima oko 300 mb nivoa, dok se suptropska mlazna struja obično nalazi između standardnih nivoa 200 i 300 mb.

Zbog velikih brzina i velikog smicanja vetra sa visinom, mlazne struje mogu predstavljati veliku opasnost za bezbednost vazdušnog saobraćaja. Pred Drugi svetski rat pretpostavljeno je postojanje mlaznih struja na osnovu radiosondažnih merenja atmosfere, kojih u to vreme nije bilo dovoljno da bi se sa sigurnošću tvrdilo da ispod tropopauze postoje zone veoma jakih vetrova. To je potvrđeno u samom ratu na osnovu problema koje su imali američki vojni avioni leteći na većim visinama.

(2) smicanje vetra - promena brzine ili pravca vetra sa visinom.

5.4 REGIONALNI I LOKALNI VETROVI

Regionalni i lokalni vetrovi su vazdušna strujanja koja odstupaju od opšte cirkulacije atmosfere. Nastaju usled specifičnih fizičko-geografskih karakteristika oblasti u kojima duvaju.

5.4.1 Periodični vetrovi

Glavna karakteristika periodičnih vetrova je da u određenim vremenskim periodima duvaju prvo iz jednog, a zatim iz drugog, suprotnog pravca. Postoje periodični vetrovi sa dnevnom i godišnjom periodom. Dnevni hod vetra naročito je izražen na obalama mora i u zatvorenim dolinama i kotlinama, zbog različitog zagrevanja usled velike razlike u toplotnim osobinama podloge (vetar s mora i vetar s kopna) i nagibu terena (dolinski i gorski vetar).

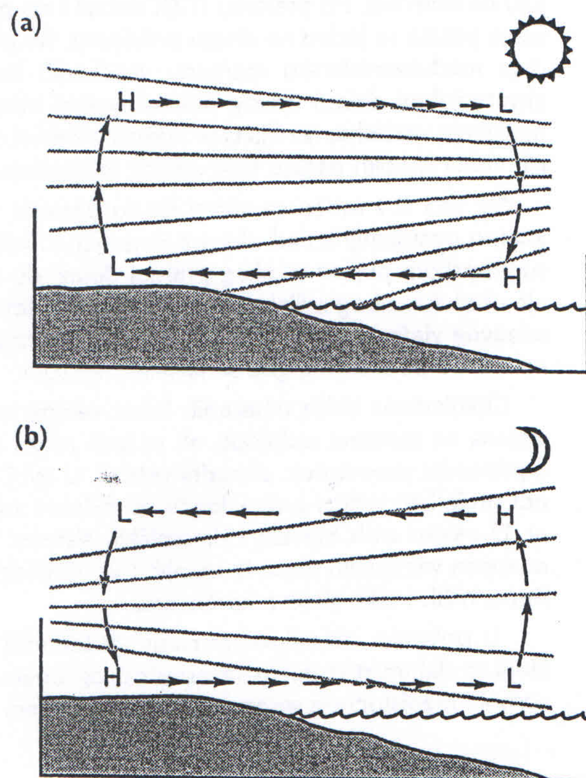
VETAR S MORA I VETAR S KOPNA

Zbog većeg zagrevanja kopna u toku dana i uspostavljene razlike u pritiscima iznad mora i kopna, obrazuje se cirkulaciona ćelija u kojoj vazduh u prizemlju struji od mora ka kopnu, a na visini u suprotnom smeru (slika 5.29). Iznad zagrejanog kopna vazduh se uzdiže, a iznad mora spušta.

U toku noći kopno se više ohladi od površine mora, pa je horizontalni gradijent pritiska i strujanje vazduha suprotno od onog u toku dana. Tako, noću vetar u prizemlju duva sa kopna ka moru, a na visini u suprotnom smeru. Vetar s kopna je znatno slabiji od vetra s mora i zahvata tanji sloj atmosfere.

Vetar s mora donosi slabiji pad temperature i porast vlažnosti vazduha iznad kopna. Može doći i do razvoja kumulusne oblačnosti i padavina. Vetar s mora počinje da duva između 8 i 10 h u zavisnosti od godišnjeg doba i lokalnih uslova. Najjači je u najtoplijem delu dana, kada su najveće temperaturne razlike između kopna i mora. Potom vetar s mora počinje da slabi i prestaje po zalasku sunca kada se uspostavi toplotna ravnoteža između kopna i mora. Nakon kratkotrajnog perioda bez vetra, negde oko 21 h počinje da duva vetar s kopna, koji duva do pred izlazak sunca kada opet nastaje period tišine.

Vetar s mora i vetar s kopna najizraženiji su u tropskim krajevima, jer su tu najveća dnevna kolebanja temperature i najveće termičke razlike more - kopno. Vetar s mora u tropskom pojasu se oseća i do 100 km u unutrašnjosti kopna, dok se vetar s kopna oseća najviše 30 km od obale. Vetar s mora u tropskim krajevima zahvata sloj vazduha do 1 000 m visine. U umerenim širinama vetar s mora se obično oseća svega na nekoliko kilometra od obale i zahvata sloj vazduha do 500 m, dok je vetar s kopna još slabije izražen. Ova termički uslovljena cirkulacija vazduha u umerenim širinama mnogo je izraženija u toplijem nego u hladnijem delu godine i često biva narušavana usled atmosferskih poremećaja.

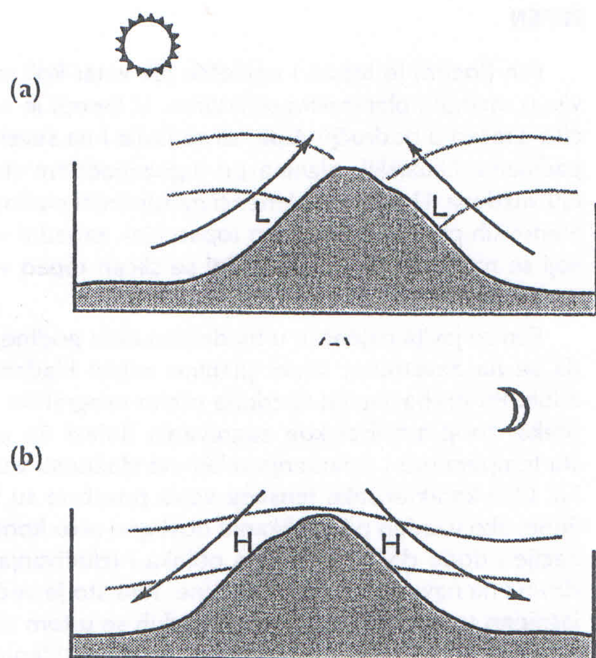


Slika 5.29 Šematski prikaz opšte cirkulacije atmosfere

Ista smena dnevnih i noćnih vetrova javlja se i na obalama drugih većih vodenih površina (jezera, močvara i reka), kao i na granicama podloga sa različitim termičkim karakteristikama (npr. šuma - proplanak). Međutim, ovi vetrovi su znatno manjih jačina od vetrova koji se javljaju na obalama mora i okeana.

DOLINSKI I GORSKI VETAR

Dolinski i gorski vetar spadaju u grupu periodičnih vetrova sa dnevnom periodom. Dolinski vetar duva danju, a gorski ili planinski vetar noću (slika 5.30). Najizrazitiji su u dubokim i prostranim dolinama pri mirnom vremenu u odsustvu kretanja većih razmera.



Slika 5.30 Dolinski (a) i gorski (b) vetar

Već 2-3 sata po izlasku Sunca, zbog većeg zagrevanja padina, pojavljuje se vetar koji duva iz doline ka vrhu planine. Brzina dolinskog vetra dostiže maksimum u najtoplijem delu dana, između 12 i 14 h. Usled konvekcije može doći i do razvoja vertikalne oblačnosti i pojave padavina. Pred zalazak Sunca bilans zračenja postaje jednak nuli i nastupa period tišine. Po zalasku Sunca padine se intenzivno hlade izračivanjem, pa rashlađeni vazduh počinje da se spušta niz padine u dolinu. Maksimum brzine gorski vetar dostiže pred izlazak Sunca.

Gorsko-dolinska cirkulacija ima izrazit sezonski hod. U hladnijem delu godine kada je bilans zračenja negativan ne samo noću već i tokom većeg dela dana, dolinski vetar je znatno slabiji od planinskog i traje svega nekoliko časova tokom popodneva. U toplijem delu godine dolinski vetar je izrazitiji od gorskog zbog većeg zagrevanja padinskih strana, naročito južnih.

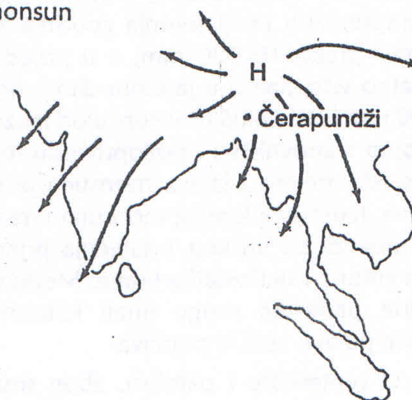
MONSUN

Monsun je periodičan vetar sa izrazito godišnjim hodom. Menja pravac sezonski - leti duva iz jednog, a zimi iz drugog, suprotnog pravca. Ime vetra potiče od arapskog naziva za sezonu, godišnje doba. Najizrazitiji je u južnoj i jugoistočnoj Aziji, ali se javlja i u drugim krajevima sveta: zapadnoj Africi, centralnim delovima Južne Amerike i pojedinim oblastima Srednje Amerike i Australije.

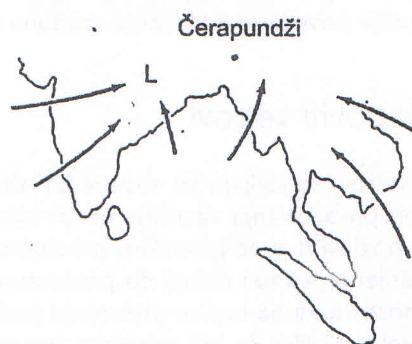
Monsun nastaje, kao i vetar s mora i vetar s kopna, usled različitih toplotnih osobina kopna i vode. U hladnijem delu godine vazduh je u donjih 1-2 km hladniji iznad kopna nego iznad mora, dok je u toplijem delu godine situacija obrnuta. Pošto je prizemni pritisak veći u hladnijem nego toplijem vazduhu, pritisak i vazdušno strujanje imaju izrazit godišnji hod.

Zimski monsun duva sa kopna na more donoseći suvo i generalno lepo vreme, dok letnji monsun duva s mora na kopno donoseći kišu velikog intenziteta (slika 5.31). Pravac duvanja zimskog monsuna u tropskim oblastima podudara se sa pravcem duvanja pasata, dok

(a) zimski monsun



(b) letnji monsun



Slika 5.31 Zimski (a) i letnji (b) monsun u južnoj Aziji

letnji monsun u potpunosti narušava pasatsku cirkulaciju u tim oblastima.

Zimski monsun počinje da duva negde u oktobru i traje sve do marta. U tom periodu se iznad hladnog azijskog kontinenta nalazi prostrani sibirski anticiklon. U anticiklonarnoj cirkulaciji vazduha javlja se slab vetar koji donosi suv i hladan kontinentalni vazduh u istočne i južne delove Azije. Iznad indijskog potkontinenta zimski monsun ima severoistočni smer.

U periodu mart-maj izjednačavaju se toplotni i barski uslovi između kopna i mora i nastaje period tišine. Vreme je i dalje pretežno vedro i bez padavina.

Letnji monsun duva u periodu maj-septembar. Obično u maju dolazi do obrazovanja termičke depresije iznad zagrejanog kopna. Tada u ciklonskoj cirkulaciji dolazi do priliva vlažnog i nestabilnog vazduha sa Indijskog okeana. Posebna karakteristika letnjeg monsuna je da nailazak vazduha sa mora nije postepen, već se dešava naglo. Tada dolazi do brzog naoblačenja i pojave pljuskovitih padavina uz jaka električna pražnjenja. Zbog orografskog efekta, najveće količine padavina se izluče na južnim padinama Himalaja. U mestu Čerapundži u Indiji srednja godišnja količina padavina iznosi preko 10 000 mm, a u pojedinim godinama i znatno više. Samo u jednom danu može da padne i 1 000 mm kiše. Letnji monsun je od izuzetnog značaja za brojno stanovništvo i poljoprivredu tog dela sveta. Na nesreću, pojava i jačina monsuna je veoma nepredvidljiva. Izostanak letnjeg monsuna i neophodnih padavina dovodi do velikog smanjenja prinosa poljoprivrednih kultura i nedostatka hrane. Međutim i prevelike količine padavina mogu imati katastrofalne posledice zbog pojave velikih poplava.

U septembru i oktobru, zbog smanjenja razlike u temperaturama kopna i mora, nastupaju tišine. To je najneprijatniji deo godine. Temperatura vazduha je visoka, isparavanje povećano a vlažnost vazduha velika.

5.4.2 Slapoviti vetrovi

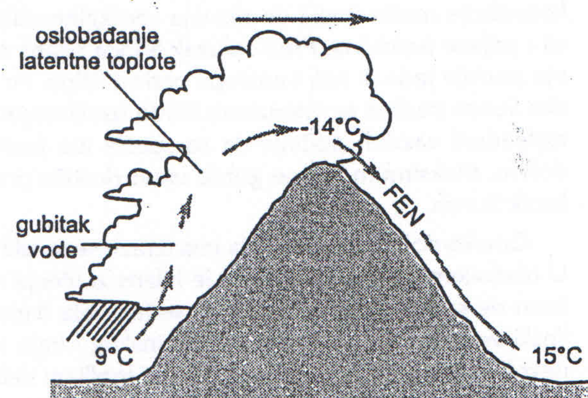
Slapoviti vetrovi se javljaju na zavetrenim stranama planina nakon prebacivanja vazduha preko planinskih prepreka. U poglavlju o adijabatskim procesima u atmosferi objašnjeno je kako dolazi do promene temperature i vlažnosti vazduha koji se prebacuje preko orografske prepreke. Kolika će biti promena temperature pri duvanju slapovitih vetrova zavisi od temperature, vlažnosti i stabilnosti vazduha koji se uzdiže, visine orografske prepreke, ali i od temperature vazduha koji se nalazio na zavetrenoj strani planine pre nego što je vetar počeo da duva.

Slapoviti vetrovi sličnih osobina duvaju u celom svetu, a ovde će biti opisani vetrovi koji se javljaju u našim krajevima.

■ FEN

Fen (foehn) je topao i najčešće jak vetar koji se javlja u mnogim planinskim oblastima. U Evropi je naročito izražen u području Alpa, ali se javlja i na severnim padinama Dinarskih planina pri jugozapadnom strujanju vazduha. U Severnoj Americi na istočnim padinama Stenovitih planina često duva topao i jak zapadni vetar koji se naziva činuk. U Argentini se sličan topao vetar naziva zonda.

Fen se javlja najčešće u hladnijem delu godine, kada se na zavetrenoj strani planine nalazi hladan vazduh. Pri prebacivanju vazduha preko orografske prepreke, zbog adijabatskog zagrevanja dolazi do porasta temperature i smanjenja relativne vlažnosti vazduha. Ove karakteristike fenskog vetra posebno su izražene, ako vazduh pri uzdizanju dostigne nivo kondenzacije i dođe do obrazovanja oblaka i izlučivanja padavina na navetrenoj strani planine. Kao što je već objašnjeno u četvrtom poglavlju, vazduh se u tom slučaju prvo uzdiže po suvoj, a kada dođe do zasićenja vodene pare po vlažnoj adijabati (slika 4.7). Ako dođe do izlučivanja padavina, vazduh se po prebacivanju preko orografske prepreke spušta po suvoj adijabati, tako da na zavetrenoj starni planine ima znatno višu temperaturu, a manju vlažnost, nego na navetrenoj strani planine (slika 5.32). Kada duva fen, na zavetre-



Slika 5.32 Fen

noj strani vazduh je čist i prozračan, vidljivost dobra a nebo izrazito plave boje. Sa zavetrene strane na vrhu prepreke se sve vreme mogu osmotriti gornji delovi oblaka koji se formiraju u uzlaznoj struju i koji se nazivaju "fenska kapa" ili "fenski valjak". U dodatku I na kraju knjige mogu se videti satelitski snimci oblačnog sistema koji se javlja pri duvanju fena u oblasti Alpa.

Kada duva fen promene temperature i vlažnosti vazduha mogu biti veoma nagle. Tako npr. u jednom mestu u Južnoj Dakoti, SAD, pri duvanju činuka 22. januara 1943. zabeležen je porast temperature od 27°C u roku od svega nekoliko minuta.

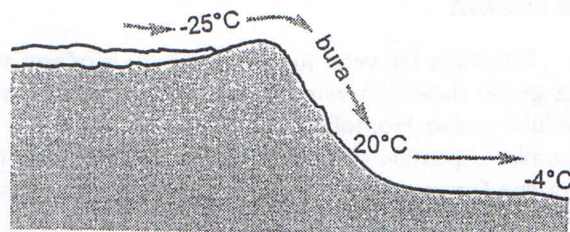
Zbog navedenih osobina, fen veoma utiče na lokalnu klimu i može izazvati kako pozitivne, tako i veoma štetne posledice. Otopljenje koje donosi ovaj vetar može, ekonomski gledano, biti veoma korisno kada nastupi posle dugog hladnog perioda. U proleće, kada duva fen, ubrzava se početak vegetacije, topljenje snega omogućava ispašu domaćih životinja, zavejane saobraćajnice postaju prohodne, itd. Međutim, ako dođe do naglog topljenja snega, na planinama može doći do pojave lavina a u dolinama do poplava. U jesen fen ubrzava sazrevanje plodova, ali ako u vegetacionom periodu duva duže vreme, izaziva sušenje biljaka. Ovaj suv i topao vetar povećava verovatnoću pojave i širenja šumskih požara. Dugotrajan fen negativno utiče i na psihofizičko stanje ljudi, uslovljavajući neraspoloženje, razdražljivost, glavobolje, itd.

BURA

Bura je hladan, jak i mahovit vetar iz severoistočnog smera, koji se javlja na obali Jadranskog mora. Bura spada u katabatičke[3] vetrove. Nastaje prebacivanjem hladnog kontinentalnog vazduha preko priobalnih planinskih lanaca. Javlja se i u drugim krajevima sveta. Na Crnom moru naziva se bora, a u dolini Rone u Francuskoj mistral.

Bura na jadranskoj obali nastaje najčešće kada se severno od Dinarskog sistema nalazi jak anticiklon. Tada dolazi do nagomilavanja hladnog vazduha na istočnoj strani Dinarskih planina, koji kada dostigne visinu planinskih prevoja počinje da se obrušava velikim brzinama niz jugozapadne padine prema obali mora (slika 5.33). Ta vrsta bure se naziva još i anticiklonska

[3] katabatički - svi slapoviti vetrovi su u suštini katabatički, ali se u praksi ovaj naziv upotrebljava za znatno jače vetrove od npr. gorskog vetra.



Slika 5.33 Bura

bura i dok ona duva preovlađuje vedro vreme bez padavina.

Ciklonska ili mračna bura se javlja znatno ređe i nastaje kada se iznad Balkanskog poluostrva nalazi hladan vazduh a u zapadnom Sredozemlju ciklon. Na severnom i srednjem delu jadranske obale ciklonska bura duva kada se ciklon nalazi u oblasti Tirenskog mora ili juga Italije, a na Crnogorskom primorju kada se ciklon nalazi u Jonskom moru. Pri prelasku ciklona preko Jadranskog mora u njegovom zadnjem delu duva bura, a u prednjem delu topao i vlažan vetar iz južnog kvadranta. Kada ovaj topao i vlažan vazduh naiđe na hladan vazduh koji donosi bura, on se uzdiže i dolazi do formiranja oblaka i padavina.

Bura se najčešće javlja zimi. Jačina i čestina bure se smanjuju od severnog ka južnom Jadranu i zavise od intenziteta ciklona i anticiklona koji je izazivaju. Najjača je na onim mestima gde se strme palnine nalaze neposredno uz obalu. Prosečna brzina bure je oko 30 m/s, a može dostići i orkanske brzine od 50-60 m/s pri pojedinim udarima. Tada ima razarajuće dejstvo - nosi krovove kuća, kida nadzemne vodove, čupa drveće, prevrće brodove i sl. Jačina bure se smanuje od obale ka moru. Bura ne stvara velike talase, vrhovi talasa se raspršuju pa se kaže da more "prši" kada duva bura.

Zbog relativno male visine Dinarskih planina, niskih temperatura vazduha koji se prebacuje i visokih temperatura vazduha koji se nalazio na obali pre početka duvanja, bura je vetar koji donosi pad temperature i vlažnosti vazduha. Zbog velike brzine bura ima veliku moć hlađenja, pa je subjektivni osećaj hladnoće povećan (daodatak III). Za razliku od juga, bura ima pozitivno dejstvo na psihičko stanje ljudi. Uticaj bure na vegetaciju uglavnom je negativan, zbog isušivanja i mehaničkog dejstva vetra. Na obalama ostrva izloženih buri gotovo da nema vegetacije, jer pored već navedenog štetnog dejstva ovog vetra dolazi i do zalivanja biljaka kapljicama slane morske vode koje nosi bura.

KOŠAVA

Košava je jak vetar jugoistočnog do istočnog smera iz grupe slapovitih vetrova. Nastaje prebacivanjem vazduha preko Homoljskih planina kada se preko naše zemlje uspostavi gradijent pritiska od istočne ili jugoistočne Evrope pema zapadnom Sredozemlju, odnosno kada se izobare pružaju pravcem NW-SE ili S-N. Ovakva sinoptička situacija se najčešće uspostavlja u hladnom delu godine, pa je tada i čestina i jačina košave najveća. Dužina perioda duvanja košave je promenjiva. Obično duva 2-3 dana, retko kada samo jedan dan. Može duvati i u dužem periodu u zavisnosti od opšte vremenske situacije u široj oblasti.

Košavsko područje obuhvata dolinu Dunava zapadno od Golupca i dolinu Velike Morave. Košava je najjača u okolini Vršca. Prosečna brzina košave je od 5 do 10 m/s, ali ponekad dostiže brzinu od preko 30 m/s.

To je najčešće suv vetar, topao ili hladan u zavisnosti od vremenske situacije. Kada dolazi do razvoja ciklona u zapadnom Sredozemlju ili kada se približava već razvijeni ciklon iz zapadne Evrope, tada je košava obično fenskog karaktera i ima više južni smer. Kada se iznad istočnog dela Evrope nalazi centar anticiklona, košava ima krakteristike bure i više istočni smer. Da li će košava biti topla ili hladna, zavisi naravno od temperature vazduha kojeg vetar donosi, ali i od prethodnog vremenskog stanja, odnosno temperature vazduha.

U nekim slučajevima košava može biti i vlažna, tj. praćena kišom, ledenom kišom ili snegom. Tako na primer, najopasnije ledene kiše u Beogradu javljale su se kada je duvala jaka košava.

Kada u severoistočnom delu Srbije duva košava, na Jadranu duva bura ili jugo, ili oba vetra istovremeno - bura na severnom, a jugo na južnom Jadranu.

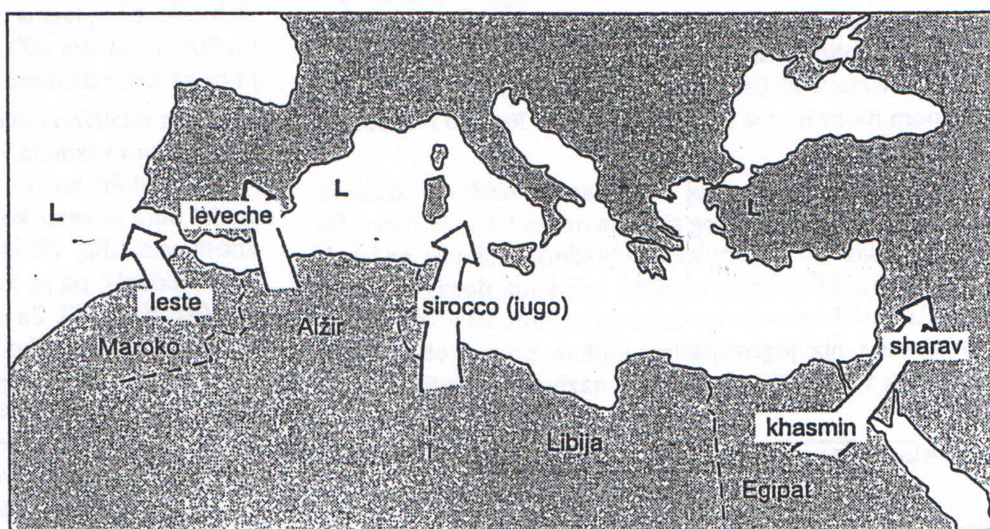
5.4.3 Jugo

Vetar iz južnog kvadranta na mediteranskoj obali duva kada u oblasti Sredozemlja dođe do razvoja ciklona. Ne zahvata istovremeno ceo Mediteran i ima manje ili više različite osobine, pa i nazive u različitm delovima Mediterana (slika 5.34).

Kada se cikon nalazi zapadno od obala Afrike i južne Španije, javljaju se topli i suvi vetrovi "leste" i "levече". Kada se ciklon nalazi u istočnom Sredozemlju duva takođe topao i suv vetar, koji se u Egiptu naziva "khasmin" a u Izraelu "sharav".

Jugo, kako ga nazivaju u našoj zemlji, ili "sirocco", kako ga nazivaju u drugim delovima Mediterana, duva pri sledećim sinoptičkim situacijama: kada se ciklon nalazi u zapadnom Sredozemlju, kada se razvije duboka dolina niskog pritiska iznad zapadne Evrope i zapadnog Sredozemlja ili kada se razvije prostrani ciklon sa centrom u zapadnoj Evropi. Tada topao i suv vazduh iz severne Afrike, strujeći preko Sredozemnog i Jadranskog mora u prednjem delu ciklona postaje znatno vlažniji. Pri nailasku ovog vazduha na obalu i planinske masive dolazi do pojave oblačnosti i izlučivanja padavina. Najveći deo padavina koji se izluči u zimskom delu godine na Crnogorskom primorju uslovljen je ovim južnim strujanjem. Zbog orografskog efekta pri duvanju juga, na planinama iznad Boke Kotorske izlučuju se

Slika 5.34
Vetar iz južnog kvadranta koji duva u Mediteranu



znatne količine padavina, a u mestu Crkvice na planini Orjen je i evropski maksimum od oko 5 000 mm kiše godišnje. Vazduh poreklom iz severne Afrike često sadrži znatne količine peska, pa se zbog toga povremeno kada duva jugo javljaju i obojene padavine.

Pored ciklonskog juga, na Jadranu može duvati i anticiklonski jugo, mada znatno ređe. To je jugoistočni vetar koji se javlja kada se iznad Balkanskog poluostrva prostire greben visokog pritiska. To je topao i suv vetar, koji se u narodu zove suvi jugo ili palac (jer isušuje biljke). Kada duva anticiklonski jugo vreme je obično vedro, bez oblaka.

Jugo najčešće duva u hladnijem delu godine sa najvećom čestinom u novembru i decembru. Čestina se povećava od obale ka pučini i od severnog ka južnom Jadranu. Jugo ne dostiže brzinu bure (najčešće ima brzinu oko 10 m/s), ali su morski talasi obično veći kada duva jugo nego kada duva bura. Talasi koji se kreću od pučine ka obali mogu ozbiljno ugroziti pomorski saobraćaj.

5.5 UTICAJ VETRA NA BILJNI SVET

Uticaj vetra na biljni svet može biti i štetan i koristan u zavisnosti od jačine, smera, čestine i načina na koji duva (sa udarima ili bez), kao i od faze razvića i stanja biljaka.

Vetar povećava isparavanje vode i transpiraciju. U slučajevima kada je zemljište natopljeno vodom vetar deluje pozitivno, jer pospešuje isparavanje suvišne vode. Kada vode nema dovoljno, vetar isušuje zemljište i zeljaste delove biljke. Naročito veliku štetu nanose suvi vetrovi praćeni visokim temperaturama i malom vlažnošću vazduha, kada se intenzitet transpiracije višestruko uvećava i kada može doći do uvenuća biljaka.

Vetar posebno može biti štetan u vreme cvetanja, jer suši žig tučka, ometa rad pčela, klijanje polena i oplodnju. Međutim, vetar slabijeg inetnziteta veoma je koristan, jer omogućava oprašivanje anemofilnih[4)] biljaka.

Jaki vetrovi prouzrokuju poleganje i lomljenje stabljika strnih useva i osipanje zrna iz klasa. Vetar deformiše krune drveća. Na stranama okrenutim jakim vetrovima koji često duvaju, ima veoma malo grana, stabla su povijena ka suprotnoj strani od smera vetra, a dolazi i do asimetričnog razvijanja korena. Vetar može da ošteti i prouzrokuje opadanje pupoljaka, cvetova i plodova voćaka. Olujni vetrovi lome grane, krive a ponekad i čupaju čitava stabla. Pri određenim meteorološkim uslovima vetar može prouzrokovati i stvaranje naslaga inja koje oštećuju biljke. Sa druge strane, tiho vreme bez vetra je štetno za biljni svet. Slab vetar obezbeđuje neophodnu cirkulaciju vazduha, donoseći nove količine ugljen-dioksida neophodnog za fotosintezu i smanjujući vlažnost vazduha u biljnom sklopu, a time i opasnost od širenja biljnih bolesti i štetočina. Slab vetar pospešuje obrazovanje veće količine rose u biljnim sastojinama.

Vetar potpomaže širenje bolesti i štetočina i onemogućava prskanje, ali sa druge strane povetarac prosušuje površinu lista i otežava razvoj gljivičnih oboljenja.

U zimskom periodu vetar može da pojača štetno dejstvo mraza, tako što razvejava sneg i doprinosi stvaranju golomrazice. U zamrznutom zemljištu voda je nedostupna biljkama, pa može doći i do njihovog sušenja. U jesen i proleće vetar slabi temperaturne inverzije mešanjem vazduha, pa se smanjuje opasnost od poznih i ranih mrazeva.

U sušnim periodima pod dejstvom vetra dolazi do eolske[5)] erozije, naročito na strmim terenima.

Štetno dejstvo vetra može da se umanji preventivnim i zaštitnim merama. U preventivne mere spadaju izbor lokacije i pravilan raspored biljaka. Tako npr. pri podizanju zasada voćaka i vinove loze treba birati mesta koja su zaklonjena od jakiih vetrova, posebno onih koji duvaju u vegetacionom periodu. Vetrozaštitni pojasevi su najbolja zaštita od negativnog uticaja jakih vetrova.

5.6 VETROZAŠTITNI POJASEVI

Postavljanje različitih prepreka radi zaštite od vetra ima veoma dugu tradiciju. Prepreke mogu biti od dasaka, kamena, trske ili nekog drugog materijala, kao i od pojaseva koje mogu obrazovati različite biljke. Najbolja zaštita od jakih vetrova su šumski vetrozaštitni pojasevi, koji se sastoje od drveća, dok se za zaštitu manjih parcela sa povrtarskim kulturama često koristi nekoliko redova kukuruza ili gusto zasađeno šiblje. Vetrozaštitni pojasevi se podižu tako da se pružaju normalno na preovlađujući pravac najjačih ili najštetnijih vetrova.

Proučavanje uticaja vetrozaštitnih pojaseva na promenu strujnog polja vetra vrši se eksperimentalno (upo-

(4) anemofilan (grč. anemos - vetar, philos - prijatelj) - onaj koji voli vetar.
anemofilne biljke - biljke koje se oprašuju pomoću vetra.

(5) Eol (grč. Aiols) - bog vetrova kod starih Grka.
erozija (lat. erosio) - razjedanje, nagrizanje.
eolska erozija - odnošenje površinskog sloja zemljišta usled dejstva vetra.

trebom balona i dimnih struja, simulacijom u aerodinamičkim tunelima) ili matematičkim modeliranjem.

Efikasnost vetrozaštitnog pojasa zavisi od:

- visine,
- gustine (ažurnosti[6]),
- širine,
- oblika poprečnog profila.

Daljina dejstva vetrozaštitnih pojaseva zavisi u prvom redu od visine pojasa i njegove gustine, odnosno ažurnosti. Daljina dejstva se definiše kao rastojanje na kome se uspostavlja početna brzina vetra ili 90% njene vrednosti i najčešće se izražava preko visine pojasa (H). Daljina dejstva vetrozaštitnih pojaseva se kreće od 15 do 65 H (prosečno oko 30 H) u zavisnosti od ostalih karakteristika pojaseva.

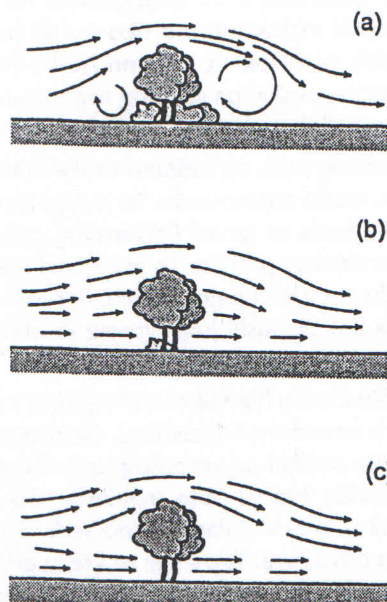
Ažurnost pojasa se određuje na osnovu odnosa površina propusnih delova i ukupne vertikalne površine pojasa. Kao osnovna karakteristika pojasa vrlo često se umesto stepena ažurnosti koristi stepen produvnosti, koji predstavlja procentualni odnos između brzine vetra iza i ispred pojasa.

Nekada su se podizali veoma široki pojasevi, ali se pokazalo da su uski pojasevi mnogo efikasniji, tako da danas njihova širina iznosi obično između 15 i 20 metara. Kada su vetrovi veoma jaki podiže se više međusobno paralelnih vetrozaštitnih pojaseva.

Oblik poprečnog profila takođe utiče na efikasnost vetrozaštitnih pojaseva. Optimalni oblik zavisi od tipa pojasa.

Postoje tri osnovna tipa vetrozaštitnih pojaseva:

- **neproduvni tip** - sastoji se od drveća, žbunja i šiblja; ažurnost manja od 5%, a stepen produvnosti manji od 30%;
- **produvni tip** - u gornjem i srednjem delu krošnje male ažurnosti i stepena produvnosti (manjeg od 30%), a u donjem delu stabla bez grmlja velikog stepena produvnosti (većeg od 75%);
- **ažurni** - otvori ravnomerno raspoređeni, stepen produvnosti od 30% do 75%.



Slika 5.35 Strujanje vazduha neproduvnih (a), ažurnih (b) i produvnih (c) vetrozaštitnih pojasa

Kod neproduvnih pojasa (slika 5.35 a), zbog zbijanja strujnica, povećava se brzina vetra iznad pojasa, a iza se javljaju vrtlozi vazduha sa horizontalnom osovinom i strujanje vazduha u suprotnom smeru. Kod ažurnih (slika 5.35 b) i produvnih pojaseva (slika 5.35 c) strujnice se dele, jedan deo vazdušne struje se prebacuje preko pojasa, a drugi prolazi kroz njega, slabi i odbacuje vrtloge koji se javljaju iza pojasa na veću visinu. Na taj način ne dolazi do većeg zbijanja strujnica iznad pojasa, a i povećava se daljina dejstva. Kod produvnih pojasa vazduh struji većom brzinom između stabala nego kod ažurnih pojasa, pa je i odbacivanje vrtloga snažnije a daljina dejstva veća.

Daljina dejstva je najveća kod produvnih, a najmanja kod neproduvnih pojaseva. Optimalan oblik poprečnog profila za neproduvne pojaseve je trougao, za ažurne četvorougao, a produvne kupa. Za zaštitu od suvih vetrova i eolske erozije preporučuju se produvni ili ažurni pojasevi, dok se neproduvni pojasevi danas koriste samo za zaštitu saobraćajnica.

Vetrozaštitni pojasevi ne utiču samo na brzinu vetra, već i na druge mikroklimatske karakteristike lokacije. Zbog smanjene brzine smanjuje se isparavanje a povećava vlažnost zemljišta. Pojasevi utiču i na ravnomerniju raspodelu snežnog pokrivača, što pogoduje ozimim usevima i doprinosi većoj vlažnosti zemljišta u proleće. Zbog senke koju stvaraju pojasevi, menja se i bilans zračenja u njihovoj neposrednoj blizini, naročito u godišnjim dobima kada Sunce zauzima niži položaj. Efekat zasenjivanja u velikoj meri zavisi od pravca prostiranja pojasa. Zbog zaklanjanja tla smanjuje se noćno izračivanje i mogućnost pojave mraza. Ako se u blizini nalazi neka udolina u koju se sliva hladan vazduh, podizanjem pojasa može da se spreči odlivanje hladnog vazduha i stvaranje mrazišta na toj lokaciji.

[6] ažuran (fr. ajour) - šupljikav.

6 ATMOSFERSKI POREMEĆAJI

Promene vremena koje imaju neperiodski karakter, a nisu posledica dnevnih i sezonskih promena Sunčevog zračenja na posmatranoj lokaciji, povezane su sa poremećajima u atmosferskoj cirkulaciji različitih razmera. Pri atmosferskim poremećajima dolazi do prodora hladnih i toplih vazdušnih masa iz drugih oblasti, do razvoja različitih procesa i pojava u atmosferi, kao što su tropski cikloni, tornada i sl.

6.1 VAZDUŠNE MASE

Vazdušne mase su prostrane mase vazduha u kojima se vrednosti meteoroloških elemenata, pre svega temperature i vlažnosti, veoma malo menjaju u horizontalnom pravcu. Horizontalne dimenzije vazdušnih masa imaju kontinentalne razmere (od 500 do 5000 km), a u vertikalnom pravcu mogu obuhvatati i celu troposferu. Najvažnije veličine koje karakterišu vazdušne mase su: temperatura, vlažnost i temperaturna stratifikacija, odnosno stabilnost.

Fizičke osobine vazdušne mase određuju njeno poreklo i put kojim je prošla. Da bi vazdušna masa poprimila fizičke osobine neke oblasti, potrebno je da vazduh duže vreme (od 7 do 14 dana) miruje ili se sporo kreće iznad neke veće uniformne oblasti. Prostrana homogena oblast iznad koje se formira vazdušna masa naziva se izvorišna oblast. Postoje tri osnovna tipa izvorišnih oblasti: voda, kopno i led. Vazdušne mase se obično obrazuju u oblastima visokog vazdušnog pritiska iznad tropskih mora, pustinja i polarnih oblasti. Fizičke karakteristike vazduha polako se menjaju kada vazdušna masa,napuštajući izvorišnu, dolazi u oblast drugačijih osobina. Intenzitet transformacije vazdušne mase zavisi od razlike u temperaturama prizemnog vazduha i podloge. Što je razlika veća, veće je hlađenje ili zagrevanje najnižih slojeva vazduha, što dalje vodi značajnijoj promeni stratifikacije, odnosno stabilnosti vazdušne mase.

Termička podela vazdušnih masa izvršena je na osnovu toga da li je vazdušna masa hladnija ili toplija od podloge iznad koje se nalazi ili kreće posle napuštanja izvorišne oblasti.

Hladne vazdušne mase su hladnije od podloge i donose zahlađenje u oblast u koju dolaze. Donji slojevi hladne vazdušne mase se zagrevaju, povećava se temperaturni gradijent i nestabilnost u prizemnom sloju, što uzrokuje termičku konvekciju i formiranje gomilastih oblaka i pljuskovitih padavina. U hladnim vazdušnim masama vidljivost je dobra zbog turbulentnog mešanja, a magle se retko javljaju.

Tople vazdušne mase su toplije od podloge i donose otopljenje u oblast u koju dolaze. Najniži slojevi vazduha se pri tom hlade od podloge, pa se uspostavlja stabilna stratifikacija. U toplim vazdušnim masama može doći i do formiranja temperaturnih inverzija u prizemlju ili još češće na 400 do 600 m visine. Zbog smanjenog vertikalnog mešanja vazduha, dolazi do nagomilavanja prašine, dima i ostalih primesa i smanjenja vidljivosti u prizemnom sloju atmosfere. Ako je vazduh dovoljno vlažan, javljaju se advektivne magle ili niski slojeviti oblaci. Leti, kada je topao vazduh suv, vreme u toploj vazdušnoj masi je pretežno vedro.

Geografska podela vazdušnih masa izvršena je prema geografskoj širini izvorišne oblasti. Vazdušne mase prema ovoj klasifikaciji mogu biti: arktičke, polarne, tropske i ekvatorske. Dalja podela je izvršena prema vrsti podloge u izvorišnoj oblasti, tako da svaka od gore

pomenutih vazdušnih masa može biti kontinentalna ili maritimna u zavisnosti da li se formirala iznad kopna ili iznad mora. U tabeli 6.1 prikazana je podela vazdušnih masa i njihove osnovne karakteristike.

Tabela 6.1 **Geografska klasifikacija vazdušnih masa i njihove osnovne karakteristike na severnoj polulopti**

Izvorišna oblast	kopno	voda
arktička	kAV veoma hladna, suva i stabilna	mAV hladna, suva, nestabilna
polarna	kPV hladna, suva, stabilna	mPV prohladna, vlažna, nestabilna
tropska	kTV veoma topla, relativno suva, stabilna smanjenja vidljivost	mTV topla, vlažna, stabilna
ekvatorska	EV veoma vlažna, topla, nestabilna; nema veće razlike između kontinentalnih i maritimnih vazdušnih masa	

Arktičke vazdušne mase se formiraju iznad zaleđenih površina vode i kopna. U toku zime izvorišna oblast arktičkih vazdušnih masa koje utiču na vreme u Evropi, obuhvata sve oblasti severnije od polarnog kruga, osim nezamrznutih površina Norveškog i dela Barencovog mora, dok je leti izvorišna oblast sužena na oblast Arktika. U zavisnosti od putanje, arktičke vazdušne mase dolaze na evropski kontinent kao kontinentalne ili maritimne. Dolazeći sa severa ili severoistoka, arktičke vazdušne mase prelaze direktno sa zaleđene površine na kopno, imajući sve karakteristike kontinentalnog vazduha. Iz oblasti Grenlanda, arktičke vazdušne mase prelaze Atlantski okean i u Evropu stižu kao maritimne.

U toplijem delu godine **maritimne arktičke vazdušne mase** (mAV) su veoma nestabilne, pa pri njihovim prodorima masa na evropskom kontinentu dolazi do razvoja kumulusne oblačnosti (Cu i Cb) i do pojave pljuskova i oluja. U hladnijem delu godine nestabilnost maritimnog arktičkog vazduha smanjuje se pri prelasku na hladnu površinu kopna, tako da se padavine javljaju samo u priobalnim oblastima.

Kontinentalne arktičke vazdušne mase (kAV) mnogo su stabilnije od maritimnih. Leti se u ovim vazdušnim masama mogu javiti jedino kumulusi (Cu), dok su pljuskovite padavine veoma retka pojava. U toku zime stabilna stratifikacija se održava iznad hladnog kontinenta, tako da prodori ovih vazdušnih masa donose vedro i veoma hladno vreme.

U pojasu između 50 i 70° geografske širine, u oblastima stacionarnih anticiklona, formiraju se polarne vazdušne mase ili mase umerenih širina, kako ih ponekad takođe nazivaju. Izvorišne oblasti ovih vazdušnih masa su vodene površine Tihog i Atlantskog okeana, kao i delovi kontinenata, u prvom redu Sibir i Kanada kada su prekriveni snežnim pokrivačem tokom zime. Polarne vazdušne mase odlikuje manja prozračnost u odnosu na arktički vazduh, a mogu biti i tople i hladne u zavisnosti od doba godine i od putanje kojom se kreću.

Maritimne polarne vazdušne mase (mPV) koje utiču na vreme u Evropi, leti se obrazuju iznad Atlantskog okeana, a zimi iznad Kanade. Vazdušne mase koje se formiraju iznad Kanade imaju karakteristike kontinentalnog vazduha dok se nalaze iznad same izvorišne oblasti, ali zbog dužeg zadržavanja iznad Atlantskog okeana pri kretanju ka Evropi, dobijaju maritimna svojstva. U toku leta temperatura prizemnog sloja vazduha je niska i ove vazdušne mase su prilično stabilne, ali prelaskom na toplu površinu kopna, postaju nestabilne, tako da donose hladno, nestabilno i kišovito vreme. U toku zime maritimne polarne vazdušne mase su tople i nestabilne. Pri prelasku na hladnu površinu kopna menja se njihova stratifikacija - postaju stabilne kada prodru u dubinu kontinenta. Zato pri prodoru ovih vazdušnih masa u zapadnoj Evropi dolazi do razvoja gomilastih oblaka i pljuskovitih padavina, dok se u srednjoj Evropi obrazuje slojevita oblačnost i izmaglica.

Kontinentalne polarne vazdušne mase (mPV) se formiraju iznad kontinentalnog dela severne Evrope. U toku zime temperatura ovih vazdušnih masa u prizemlju je veoma niska, može biti čak niža i od temperature arktičkog vazduha. Ove vazdušne mase su veoma stabilne, vreme u njima je vedro i veoma hladno. Ponekad dolazi do obrazovanja radijacionih magli i slojevite oblačnosti, koja dovodi i do pojave slabih snežnih padavina. U toku leta, s obzirom na visoku temperaturu, vreme u kontinentalnoj polarnoj vazdušnoj masi je veoma slično kao u tropskom kontinentalnom vazduhu - uglavnom vedro i suvo.

Oblast prostranih anticiklona u suptropskim širinama predstavlja veoma pogodno područje za obrazovanje vazdušnih masa. Iznad ogromnih površina Tihog i Atlantskog okeana formira se maritimna, a iznad kontinentalnih delova suptropskog pojasa kontinentalna tropska vazdušna masa.

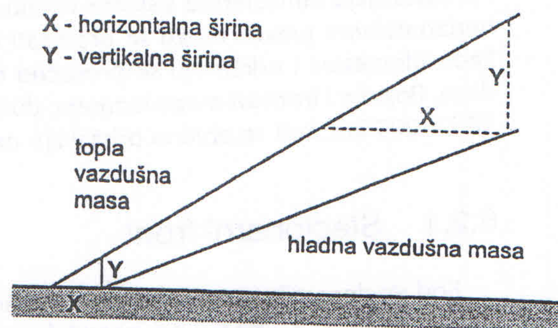
Maritimne tropske vazdušne mase (mTV) u Evropu dolaze sa jugozapada i zapada iz oblasti Azorskih ostrva. Često izvorišnu oblast predstavlja i Sredozemno more. To su tople i vlažne, ali stabilne vazdušne mase. Zimi se javljaju magle, slojeviti oblaci i sipeća kiša. Zbog velike vlažnosti i čestih magli, vidljivost u ovim vazdušnim masama je smanjena.

Kontinentalne tropske vazdušne mase (kTV) su najtoplije vazdušne mase koje dospevaju na tlo Evrope. Formiraju se iznad severne Afrike i Arabije, a leti i iznad Male Azije i južnog dela Balkanskog poluostrva. Vidljivost u ovim vazdušnim masama je znatno smanjena zbog zamućenosti pustinjskim peskom. To je topao i suv vazduh iznad izvorišne oblasti, ali pri prelasku preko Sredozemnog mora sadržaj vlage se povećava, međutim, zbog visoke temperature, relativna vlažnost ostaje i dalje mala.

Ekvatorske vazdušne mase (EV) su veoma vlažne, tople i nestabilne do velikih visina. Izvorišna oblast ovih vazdušnih masa je ekvatorski pojas. Intenzivno zagrevanje i stalno uzdizanje vlažnog vazduha, dovodi do razvoja oblaka vertikalnog razvitka, čestih i snažnih nepogoda sa jakim pljuskovima. Ekvatorske vazdušne mase prodiru u umerene širine veoma retko i to samo na visini, pa nemaju značajnijeg uticaja na vreme u tim oblastima.

6.2 FRONTOVI

Front je granična zona između dve vazdušne mase različitih osobina u kojoj se dešavaju nagle promene gustine i temperature vazduha, brzine vetra i drugih meteoroloških elemenata. Kod frontova se hladna vazdušna masa postavlja u vidu klina ispod tople vazdušne mase, a sloj razdvajanja je nagnut u odnosu na površinu zemlje (slika 6.1). Horizontalna širina frontalne zone iznosi od nekoliko do 300 km, a vertikalna širina od 100 do 1 000 m. Iako se radi o sloju koji razdvaja dve vazdušne mase, najčešće se govori o frontalnoj površini a ne o frontalnom sloju. Presek frontalne površine sa površinom Zemlje naziva se prizemni front ili frontalna linija. Podela vazdušnih frontova može biti izvršena na osnovu nekoliko kriterijuma.



Slika 6.1 Vertikalni presek vazdušnog fronta

Prema načinu kretanja vazdušnih masa, frontovi se dele na: hladne, tople i stacionarne. Kada se hladna vazdušna masa kreće ka toploj, koja miruje ili se sporije kreće, granična zona između vazdušnih masa se naziva **hladni front**. Na sinoptičkoj karti se obeležava plavim trouglovima usmerenim u pravcu kretanja fronta. Ako se topla vazdušna masa kreće ka hladnoj koja miruje ili se sporije kreće, zona koja razdvaja vazdušne mase naziva se **topli front**. Označava se crvenim polukrugovima okrenutim u pravcu kretanja fronta. Frontalna površina koja se ne kreće naziva se **stacionarni front**. Na sinoptičkoj karti prikazuje se naizmeničnim simbolima toplog i hladnog fronta na različitim stranama frontalne površine.

Prema složenosti frontovi se dele na: proste i složene. Prosti frontovi razdvajaju dve, a složeni frontovi tri ili više vazdušnih masa. U proste frontove ubrajaju se hladni, topli i stacionarni, a u složene okludovani frontovi ili okluzije[1]. Na sinoptičkoj karti **okludovani frontovi** se prikazuju naizmeničnim simbolima toplog i hladnog fronta ljubičaste boje orijentisanim u pravcu kretanja fronta.

U dodatku V nalazi se prizemna sinoptička karta na kojoj se mogu videti hladni, topli, stacionarni i okludovani forntovi.

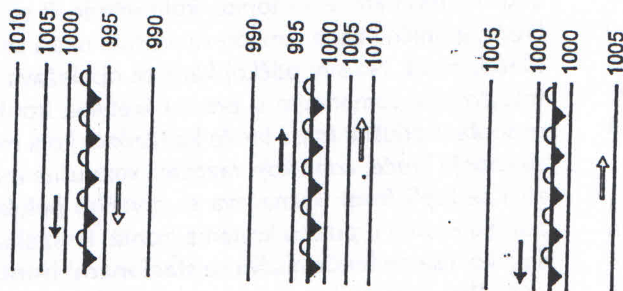
U geografskoj klasifikaciji frontovi su dobili nazive po hladnijoj vazdušnoj masi koju odvajaju od toplije vazdušne mase. Tako, **arktički front** razdvaja arktičku i polarnu vazdušnu masu, **polarni front** - polarnu i tropsku, a **tropski front** - tropsku i ekvatorsku vazdušnu masu. Ovi frontovi nazivaju se glavnim frontovima

(1) okluzija (nlat. occlusio) - zatvaranje, sprečavanje.

i predstavljaju atmosferske sisteme velikih razmera. U horizontalnom pravcu mogu se protezati nekoliko hiljada kilometara i održavaju se prosečno oko nedelju dana. Postoje i frontovi mezo-razmera, dužine između 10 i 1 000 km, koji se obično održavaju nekoliko sati.

6.2.1 Stacionarni front

Kod stacionarnih frontova izobare i vetar su paralelni sa frontom. U zavisnosti od raspodele pritiska, vetar može imati isti ili suprotan smer u toploj i hladnoj vazdušnoj masi (slika 6.2). Duž fronta vreme može biti vedro ili delimično oblačno. Ako je topla vazdušna masa suva, nema padavina, ali ako je vlažna, obrazuju se oblaci i slabe padavine koje mogu zahvatiti prostranu oblast.



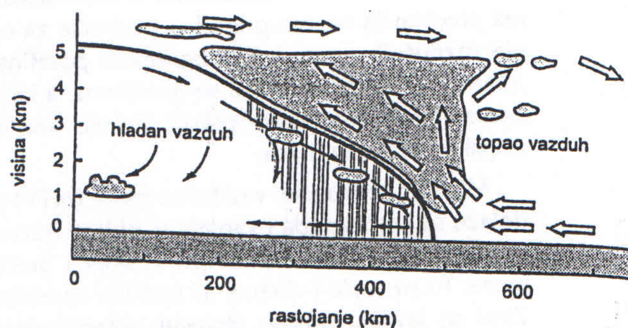
Slika 6.2 Stacionarni front

6.2.2 Hladni front

Vreme u oblasti hladnog fronta zavisi u prvom redu od njegove brzine kretanja u prizemlju. Prema brzini premeštanja, hladni frontovi se mogu podeliti na hladne frontove prvog i drugog reda.

HLADNI FRONT PRVOG REDA

Hladni frontovi prvog reda (slika 6.3) kreću se sporije u odnosu na hladne frontove drugog reda. Obično se mogu osmotriti blizu centra mladog ciklona ili izvan oblasti depresija. Zbog trenja o podlogu, kod hladnih frontova dolazi do "podvrtanja" frontalne površine. Nagib hladnog fronta prvog reda (odnos vertikalnog i horizontalnog rastojanja od linije fronta) je dosta veliki i iznosi 1:100. Oblačni sistem je sastavljen uglavnom od slojevitih oblaka (As i Ns) i nešto gomilastih oblaka (Cc

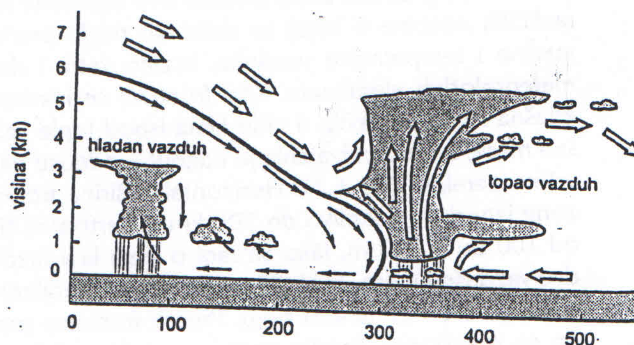


Slika 6.3 Hladni front prvog reda

i Ac). Manji deo padavina padne ispred, a veći deo iza fronta. Ukoliko je topla vazdušna masa vlažna i nestabilna i ako postoji konvergencija vetra na liniji fronta, može doći i do razvoja konvektivnih oblaka.

HLADNI FRONT DRUGOG REDA

Hladni front drugog reda (slika 6.4) najčešće se javlja u oblasti ciklona. Ovi frontovi se kreću velikom brzinom, usled čega je i nagib frontalne površine veći nego kod frontova prvog reda. Nagib frontalne površine je 1:50. Hladan vazduh se kreće brzo i potiskuje topao vazduh, što prouzrokuje razvoj konvektivne oblačnosti. Oblačni sistem se razvija ispred fronta, a dominantni oblaci su kumulonimbusi (Cb), koji se formiraju neposredno uz liniju fornta. Jaki kratkotrajni pljuskovi se javljaju u uskom pojasu ispred fronta - zona padavina iznosi nekoliko desetina kilometara. Pri prolasku fronta, pritisak raste, vetar menja pravac, a padavine prestaju. Iza fronta u hladnom vazduhu vreme je vedro, ali ako je hladna vazdušna masa nestabilna na izvesnom rastojanju iza fronta (na oko 200 km) može doći do razvoja konvektivne oblačnosti i kratkotrajnih pljuskova. Kao



Slika 6.4 Hladni front drugog reda

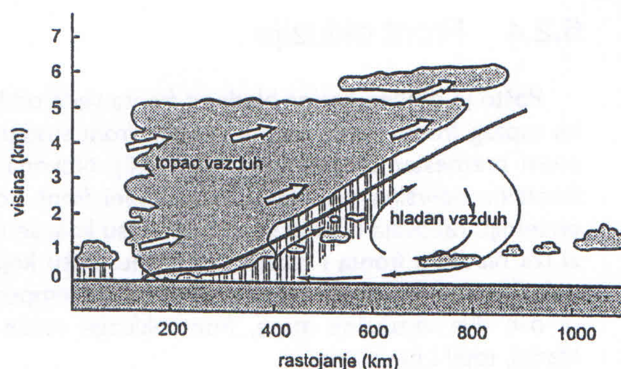
predznaci nailaska hladnog fronta drugog reda javljaju se sočivasti oblaci (Ac lenticularis).

Pored brzine kretanja, na vreme u oblasti hladnog fronta znatno utiču i osobine vazdušnih masa koje frontalna površina razdvaja, kao i karakteristike barskog sistema u kojem se front nalazi. Kada su obe vazdušne mase vlažne i nestabilne, a dolina u polju vazdušnog pritiska duboka i simetrična, tada je zona padavina znatno šira (200 - 300 km) i nalazi se sa obe strane fronta. Međutim, kada su vazdušne mase suve i stabilne, a dolina u kojoj leži front slabo izražena, oblačni sistem se sastoji od nešto razbijenih oblaka, a padavina nema.

Postoje i izrazite sezonske razlike u karakteristikama vremena vezanim za hladne frontove. U hladnijem delu godine konvektivna oblačnost je znatno manje razvijena. Zbog intenzivnog hlađenja podloge dešava se da prizemni vazduh u toploj vazdušnoj masi bude hladniji od prizemnog vazduha u hladnoj vazdušnoj masi iza fronta, pa po prelasku fronta može doći čak i do porasta temperature vazduha. Tako maskiran hladni front, veoma je teško raspoznati na prizemnim sinoptičkim kartama. U toplijem delu godine hladni frontovi su znatno izraženiji. Tada se najčešće kreću od severozapada na jugoistok, pa hladnu vazdušnu masu koja dolazi sa Atlantika odlikuje velika vlažnost i znatno niža temperatura u odnosu na zagrejani vazduh iznad kopna. Zbog jake nestabilnosti dolazi do naglog uzdizanja vazduha ispred frontalne površine i stvaranja kumulonimbusa koji se mogu prostirati sve do tropopauze. Prolazak fronta je često praćen olujnim nepogodama, grmljavinom i gradom.

6.2.3 Topli front

Topli frontovi su najizrazitiji u oblasti ciklona i to u fazi njihovog razvoja. Pri nailasku toplog fronta, hladan vazduh se povlači i postavlja u obliku klina ispod toplog vazduha, koji se uzdiže po strmoj ravni frontalne površine (slika 6.5). Nagib frontalne površine je znatno manji kod toplog nego kod hladnog fronta i iznosi u proseku 1:150. Zbog uzdizanja toplog vazduha, duž frontalne površine obrazuje se karakteristični oblačni sistem toplog fronta. Na rastojanju od oko 1 000 km ispred linije fronta mogu se osmotriti visoki oblaci, prvo cirusi (Ci), a potom i cirostratusi (Cs) i to nekih 7 do 15 sati pre početka padavina u zavisnosti od brzine kretanja fronta. Iza visokih oblaka slede srednji slojeviti oblaci (As) iz kojih ponekad pada kiša. Naposletku, nekih 200



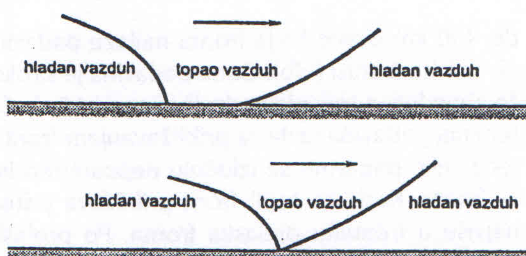
Slika 6.5 Topli front

do 400 km ispred linije fronta nailaze padavinski oblaci - nimbostratusi (Nb). Zona padavina je široka, zimi više nego leti, a trajanje padavina iznosi 15 do 30 sati. Intenzitet padavina raste sa približavanjem fronta, a najintenzivnije padavine se izlučuju neposredno ispred linije fronta. Kada se topli front približava pritisak pada, najviše u trenutku prelaska fronta. Po prolasku fronta nastupa promena vremena, ali postepena, ne nagla kao po prolasku hladnog fronta. Temperatura raste, pravac vetra se menja, pritisak prestaje da opada, dolazi do prestanka padavina i razvedravanja.

Vreme u oblasti toplog fronta je određeno u prvom redu strujanjem toplog vazduha po frontalnoj površini, ali u velikoj meri zavisi i od drugih faktora kao što su vlažnost, stabilnost i temperatura vazdušnih masa, doba godine i sl. Ako je topao vazduh koji se uzdiže po frontalnoj površini suv i stabilan, obrazovaće se samo visoki i srednji oblaci, a padavina neće biti. Kada je topla vazdušna masa jako nestabilna, u blizini frontalne linije može doći do razvoja kumulonimbusa (Cu) i nepogoda. Za razliku od hladnih frontova, kod kojih se nepogode uglavnom javljaju danju, kod toplih frontova nepogode se obično javljaju noću. Pri zimskim inverzijama kada dolazi do formiranja slojevite oblačnosti, prolazak oblačnog sistema toplog fronta ponekad se ne može osmotriti sa površine Zemlje. Leti zbog jake zagrejanosti kopna, razlike u temperaturama vazdušnih masa su male, pa se može desiti da temperatura prizemnog sloja vazduha bude viša u hladnoj nego u toploj vazdušnoj masi.

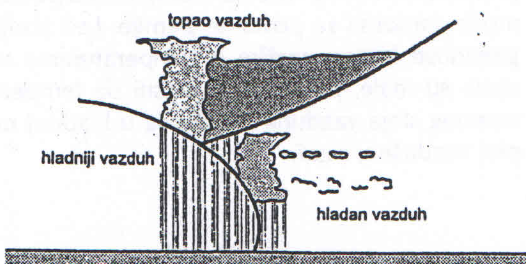
6.2.4 Front okluzije

Pošto je obično brzina hladnog fronta veća od brzine toplog fronta dešava se da hladan front sustigne u svom premeštanju topli front (slika 6.6). Novonastala frontalna površina predstavlja okludovani front, koji u prizemlju razdvaja hladnu vazdušnu masu koja se nalazi iza hladnog fronta i hladnu vazdušnu masu koja se nalazi ispred toplog fronta. U zavisnosti od temperatura ove dve vazdušne mase, front okluzije može biti hladni, topli i neutralni.



Slika 6.6 Nastanak okludovanog fronta

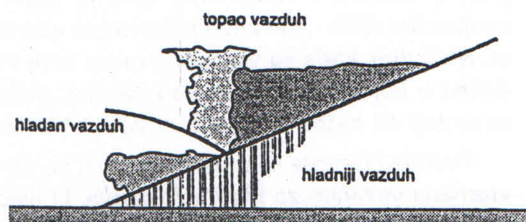
Hladni front okluzije nastaje kada je temperatura hladnog vazduha iza hladnog fronta niža od temperature hladnog vazduha ispred toplog fronta (slika 6.7). Kod ovog tipa okluzije hladni front se podvlači ispod toplog fronta i podiže ga uvis, tako da se hladni front prostire do tla, a topli front postoji samo na visini. Kada se približava front okluzije hladnog tipa, vreme je veoma slično vremenu u oblasti toplog fronta - prvo nailaze visoki, zatim srednji, pa niski oblaci, a padavine se javljaju znatno pre linije fronta. Prelazak ovog fronta prati vreme slično vremenu u oblasti hladnog fronta - jaki pljuskovi i promena pravca duvanja vetra. Po prolasku



Slika 6.7 Hladni front okluzije

fronta nastupa razvedravanje, pritisak raste, a temperatura se snižava.

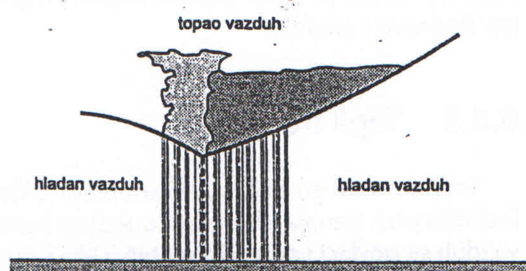
Ako je temperatura hladnog vazduha iza hladnog fronta viša od temperature hladnog vazduha ispred toplog fronta, nastaje **topli front okluzije** (slika 6.8). Kada manje hladan vazduh sustigne hladniji vazduh is-



Slika 6.8 Topli front okluzije

pred toplog fronta, on se uzdiže po klinu hladnijeg vazduha, tako da se sada topli front prosire do tla, a hladni front postoji samo na visini. Vreme u oblasti fronta okluzije toplog tipa veoma je slično vremenu u oblasti toplog fronta.

Neutralni front okluzije nastaje kada je razlika u temperaturama hladnog vazduha iza hladnog i ispred toplog fronta neznatna. Nakon sustizanja, obe frontalne površine se povlače uvis, a front na površini Zemlje nestaje (slika 6.9).



Slika 6.9 Neutralni front okluzije

Iznad kopna hladni front okluzije se uglavnom javlja u toplijem a topli front okluzije u hladnijem delu godine, zbog razlika u sezonskim temperaturama mora i kopna.

Okludovane frontove je veoma često teško prepoznati na sinoptičkim kartama. Objašnjenje da front okluzije nastaje kada hladni front sustigne topli front predstavlja idealizovan koncept. U stvarnosti, situacija

je znatno složenija i pre bi se moglo reći da je okluzija u stvari novi front koji predstavlja razdvojnu zonu u dolini niskog pritiska između dve hladne vazdušne mase u prizemlju i tople vazdušne mase na visini.

6.3 CIKLONI I ANTICIKLONI

Cikloni i anticikloni mogu se smatrati atmosferskim poremećajima velikih razmera u kojima se odvijaju složeni atmosferski procesi. Cikloni umerenih širina se po mnogim svojim karakteristikama razlikuju od tropskih ciklona, pa će posebno biti i razmatrani.

6.3.1 Vantropski cikloni

Cikloni su sistemi vrtložnog kretanja u atmosferi, u kojima vazduh struji oko oblasti niskog pritiska u smeru suprotnom od skazaljke na satu na severnoj, a u smeru skazaljke na satu na južnoj hemisferi. Depresijom se obično naziva područje niskog pritiska, dok ciklon označava vrtlog ili kružno kretanje.

Vantropski cikloni su najodgovorniji za promene vremena koje nastaju u umerenim širinama. U okviru ciklona razvijaju se i atmosferske nepogode koje u umerenom pojasu donose veću količinu padavina, pojavu poplava ili snežnih nanosa. Vetar, iako ne dostiže brzine kao u tropskim ciklonima, može biti veoma jak i prouzrokovati znatne štete.

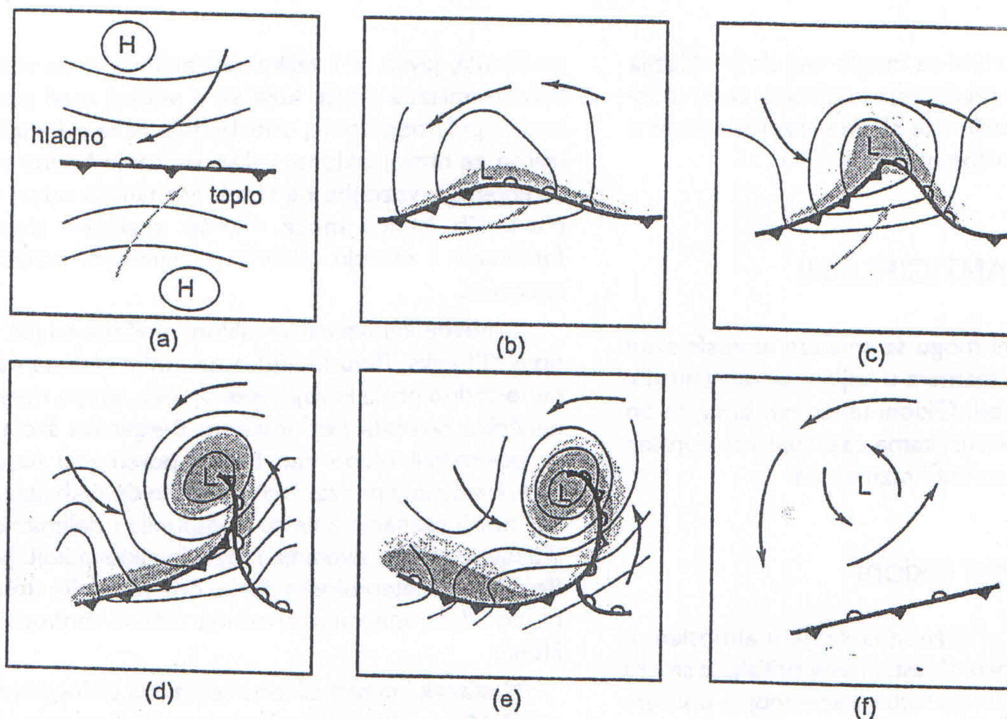
Cikloni umerenih širina su obično prečnika oko 1 000 km, traju od nekoliko do nedelju dana. Zimi su intenzivniji i češće se javljaju nego leti. Najveća čestina ciklona u Evropi je u Sredozemlju, zbog orografskog uticaja Alpa, dok cikloni većeg intenziteta najveću čestinu imaju u severnom Atlantiku u području Islanda. Cikloni se kreću u smeru visinskog vetra na 3-5 km, najčešće u prvacu jugozapad-severoistok, a ponekad i u pravcu sever-jug. Retko se dešavaju anomalna kretanja vantropskih ciklona od istoka ka zapadu.

Vantropski cikloni nastaju kao posledica barokline[2)] nestabilnosti. Baroklina nestabilnost je najveća u oblasti polarnog fronta, gde postoji veliki temperaturni kontrast između vazdušnih masa koje leže severno i južno od linije fronta. Kao posledica velikog temperaturnog gradijenta, javlja se i veliko smicanje vetra sa visinom. Polarna mlazna struja, koja se u velikoj meri pruža u pravcu polarnog fronta, obezbeđuje neke od značajnih uslova za razvoj ciklona: veliko smicanje brzine vetra i divergenciju vazduha na visini. Mehanički uticaj većih planinskih lanaca može takođe značajno doprineti formiranju i razvoju ciklona na njihovim navetrenim stranama.

Osnovne karakteristike ciklona uočene su još sredinom XIX veka. Prvu teoriju o nastanku ciklona dala je, neposredno posle Prvog svetskog rata, grupa norveških naučnika poznata pod imenom Bergenska škola. Oni su posmatrali ciklon kao talasni poremećaj na polarnom frontu koji prolazi kroz nekoliko tipičnih faza. I pored novih saznanja koja su upotpunila i delimično modifikovala teoriju stvaranja i razvoja ciklona koju je dala Bergenska meteorološka škola, ona je i dalje uobičajeni model za opisivanje životnog ciklusa vantropskih ciklona.

Nastanak i razvoj ciklona se naziva ciklogeneza. Na slici 6.10 je prikazan idealizovan model razvoja ciklona kao talasnog poremećaja na frontu. Sa severne strane stacionarnog fronta koji se pruža pravcem zapad-istok nalazi se hladan, a sa južne strane topao vazduh. Vazduh struji paralelno sa frontalnom površinom sa obe strane fronta, ali u suprotnim smerovima (slika 6.10 a). Zbog trenja u nižim slojevima vetar duva pod izvesnim uglom u odnosu na frontalnu površinu, pa se na pojedinim delovima fronta javljaju talasi zbog različitih normalnih komponenata vetra (slika 6.10 b). Dužina ovih talasa može biti od nekoliko stotina do nekoliko hiljada kilometara. Ako je talas stabilan, njegova amplituda se smanjuje sa vremenom i poremećaj na frontu iščezava. To se obično dešava kada je talasna dužina talasa mala (manja od 1 000 km) i kada je stratifikacija atmosfere stabilna. U suprotnom, kada je talasna dužina veća od 1 000 km, a nagib frontalne površine veliki, amplituda talasnog poremećaja se povećava, polje niskog pritiska se produbljuje, a poremećaj na frontu zahvata i više slojeve atmosfere. U prednjem delu talasa topli vazduh se kreće ka severu iznad hladnog vazduha i taj deo fronta dobija karakter toplog fronta. U zadnjem delu talasa, gde se hladan vazduh kreće ka jugu i podvlači pod topli vazduh, front dobija karakter hladnog fronta. Ceo sistem se premešta u pravcu strujanja vazduha na visini. Obično negde između 12 i 24 časa od početka razvoja, ciklon ulazi u fazu koja se zove mladi ciklon (slika 6.10 c). Pritisak u centru sistema opada, a vazdušna strujanja postaju sve jača. Frontalne po-

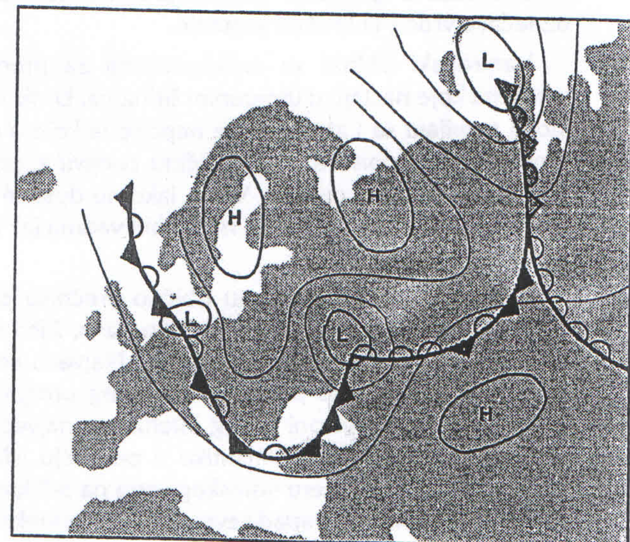
(2) baroklina nestabilnost- nestabilnost atmosfere do koje dolazi zbog postojanja meridijalnog temperaturnog gradijenta, vertikalnog smicanja brzine vetra sa visinom i divergentnog strujanja na visini.



Slika 6.10 Idealizovan model razvoja ciklona kao poremećaja na polarnom frontu

vršine nagnute su u stranu hladnog vazduha, s tim što je nagib hladnog veći od nagiba toplog fronta. Padavine se javljaju u širokoj zoni ispred toplog fronta i užoj zoni iza hladnog fronta. Značajna karakteristika cikona u ovom stadijumu je topli sektor - oblast toplog vazduha između toplog i hladnog fronta. Zbog smera cirkulacije vazduha u ciklonu i razlike u brzini kretanja frontova, hladni front sustiže topli, a topli sektor se sve više smanjuje (slika 6.10 d). Kada konačno hladni front sustigne topli, ciklon ulazi u fazu okludiranja (slika 6.10 e). U ovoj fazi ciklon je najrazvijeniji, a oblaci i padavine zahvataju veliku oblast. Zatim ciklon ulazi u poslednju fazu kada se hladan vazduh proširuje na celu oblast, tako da ciklon predstavlja kaplju hladnog vazduha u atmosferi. Dolazi do porasta pritiska u celoj oblasti, slabljenja i na kraju iščezavanja ciklona (slika 6.10 f).

Veoma često, kada se iz talasnog poremećaja na frontu razvije ciklon, na delu hladnog fronta koji se pomera na jug, stvara se novi talas, a zatim i novi ciklon jugozapadno od prvoobrazovanog ciklona. Posle određenog vremena na delu hladnog fronta drugog ciklona stvara se novi poremećaj i novi ciklon (slika 6.11). Opisani proces se nastavlja sve dok hladni front ne dospe u niže, suptropske širine gde ne postoje uslovi za razvoj ciklona. Ovako nastali niz ciklona se naziva ciklonska serija ili ciklonska familija.



Slika 6.11 Uprošćena prizemna sinoptička karta koja prikazuje frontove i ciklonsku seriju

■ VREME U VANTROPSKOM CIKLONU

Vertikalni presek južnog dela ciklona u kome nije započeo proces okludiranja, prikazan je na slici 6.12 a.

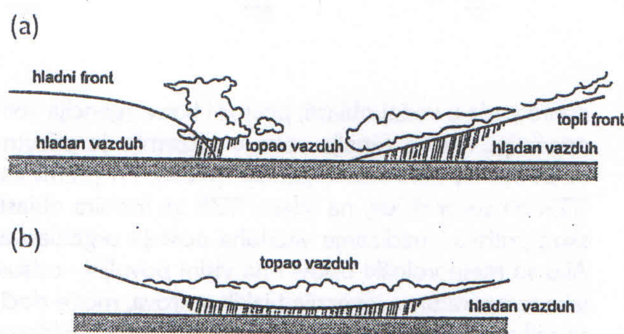
Ispred toplog fronta javlja se karakteristični oblačni sistem, koji dovodi do pojave padavina koje zahvataju

veću oblast, a maksimum se javlja neposredno ispred linije fronta.

Vreme u toplom sektoru veoma zavisi od vlažnosti tople vazdušne mase i temperature podloge. Ako je vazduh vlažan a podloga hladna dolazi do obrazovanja magle i slojevite oblačnosti. Ovakvi vremenski uslovi su tipični tokom zime. Kada je vazduh suv a podloga topla, u toplom sektoru je vedro vreme bez oblaka. Kada se podloga veoma zagreje (najčešće u toku letnjih popodneva) i kada je prizemni vazduh dovoljno vlažan, dolazi do razvoja konvektivne oblačnosti i lokalnih nepogoda.

Nailazak hladnog fronta prati oblačni sistem koga čine slojeviti ili konvektivni oblaci u zavisnosti od stabilnosti i brzine uzdizanja toplog vazduha. Generalno, iza hladnog fronta dolazi do razvedravanja, ali ako je hladna vazdušna masa nestabilna pri većoj vlažnosti vazduha dolazi do obrazovanja konvektivne oblačnosti i lokalnih pljuskova.

Ako iznad neke oblasti prelazi centar ciklona, prolazak frontova neće biti opažen. Spojeni oblačni sistemi toplog i hladnog fronta donose oblačno vreme sa padavinama i bez brzog razvedravanja (slika 6.12 b).



Slika 6.12 Vertikalni presek južnog dela (a) i centra (b) ciklona

Pri prelasku okludiranog ciklona, kod kojeg je topli sektor iščezao, razlikuju se dve oblasti različitih vremenskih karakteristika - oblast ispred i oblast iza fronta okluzije.

Kada je okluzija tipa toplog fronta, onda je vreme ispred i iza fronta okluzije donekle slično vremenu ispred toplog i iza hladnog fronta mladog ciklona. U fazi u kojoj se okludirani ciklon produbljuje, padavine ispred toplog fronta su intenzivnije nego pre okludiranja. I obrnuto, kada okludirani ciklon počinje da se popunjava tada je intenzitet padavina ispred toplog fronta manji nego kod mladog ciklona. U zadnjem delu okludiranog ciklona, iza fronta okluzije, padavine ne prestaju i ne nastupa brzo razvedravanje kao iza hladnog fronta mladog ciklona.

Kada je okluzija tipa hladnog fronta tada je vreme ispred fronta okluzije znatno drugačije od vremena ispred toplog fronta u prednjem delu mladog ciklona. Umesto oblasti slojevite oblačnosti i padavina ujednačenog intenziteta, ispred fronta okluzije javlja se prilično široka zona pljuskovitih padavina.

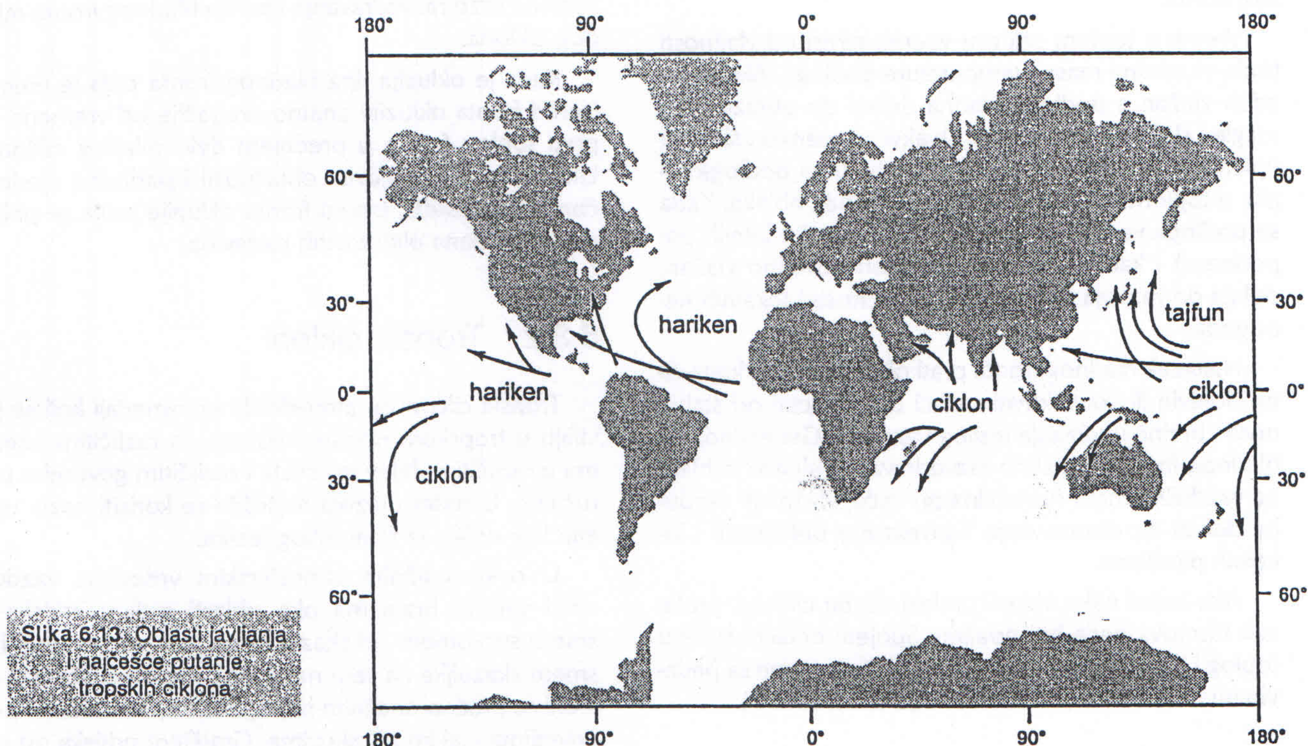
6.3.2 Tropski cikloni

Tropski cikloni su atmosferski poremećaji koji se javljaju u tropskom pojasu. Nazivaju ih različitim imenima u različitim delovima sveta i različitim govornim područjima. U našem jeziku najšešće se korisiti naziv uragan koji dolazi iz francuskog jezika.

U ovim snažnim atmosferskim vrtlozima vazduh struji velikim brzinama oko oblasti niskog pritiska u smeru suprotnom od skazaljke na satu na severnoj i u smeru skazaljke na satu na južnoj polulopti. Tropski cikloni su praćeni snažnim nepogodama, električnim pražnjenjima i jakim pljuskovima. Gradijent pritiska od periferije ka centru tropskog ciklona je veoma veliki, a pritisak u središtu obično iznosi od 950 do 970 mb, ali može se spustiti i znatno niže - ispod 880 mb. Brzine vetra su veoma velike i mogu dostići i 80 m/s. Razarajućem dejstvu tropskih ciklona doprinosi i nastanak ogromnih morskih talasa. Tako tropski cikloni predstavljaju veliku opasnost i za najveće brodove na moru, a u priobalnim mestima nanose velike štete i razaranja, ugrožavajući ozbiljno ljudske živote.

Formiraju se iznad toplih tropskih mora i okeana u pojasu između 5 i 20^{0} geografske širine sa obe strane ekvatora, u oblastima gde je temperatura površine vode veća od 26^{0}C. Za njihovo formiranje važno je delovanje Koriolisove sile, tako da se tropski cikloni ne javljaju blizu ekvatora gde je vrednost sile devijacije zanemarljiva. Najviše tropskih ciklona javlja se u sledećim oblastima (slika 6.13):

- u Karipskom moru, Atlanskom i Tihom okeanu blizu obala Severne Amerike, gde ih nazivaju *harikeni;*
- u Bengalskom zalivu, Arabijskom moru i u oblasti Indijskog okeana severoistočno od Madagaskara, gde ih nazivaju *cikloni;*
- u Tihom okeanu blizu Filipina, gde ih nazivaju *tajfuni;*
- severno i severoistočno od Australije, gde ih nazivaju *cikloni* i *Vili-Vilis.*



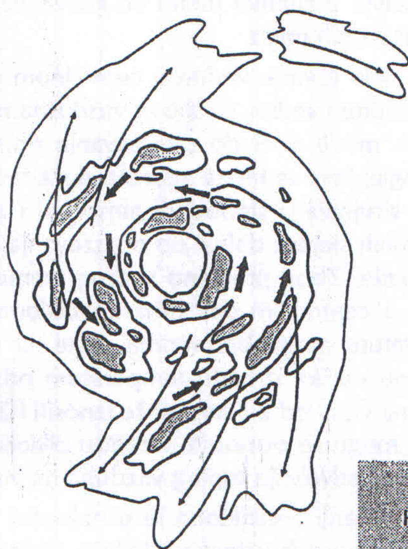
Slika 6.13 Oblasti javljanja i najčešće putanje tropskih ciklona

Najviše tropskih ciklona se javlja u Tihom okeanu u blizini obala jugoistočne Azije, a zatim u Bengalskom zalivu. Oko obala Južne Amerike ne javljaju se tropski cikloni, jer je voda u tim delovima Atlantskog i Tihog okeana hladna. Od pedesetih godina prošlog veka, harikeni koji se javljaju u severnom delu Atlantika i istočnom dela Pacifika, dobijaju vlastita imena. U početku su davana isključivo ženska imena, a od kraja sedamdesetih harikeni dobijaju i muška. Po ustanovljenom pravilu, harikeni naizmenično dobijaju muška i ženska imena, tako što svake godine ime prvog harikena počine slovom A, drugog slovom B, itd.

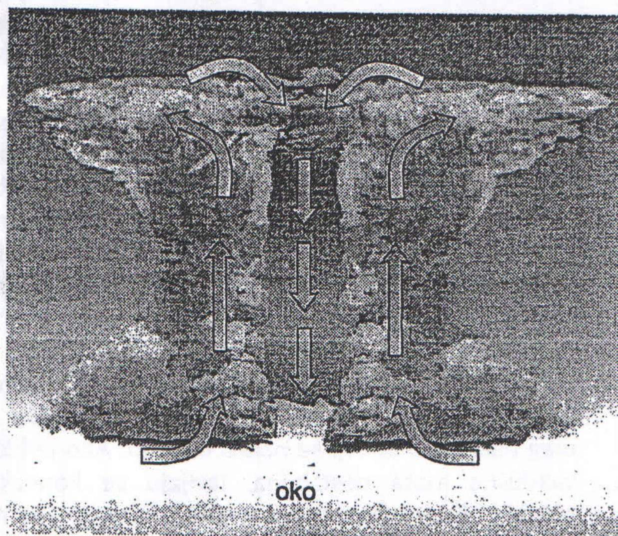
Tropski cikloni najčešće se javljaju na kraju toplog perioda, kada je površina vode najtoplija, a to je kraj leta i početak jeseni. U oblastima gde duvaju monsuni, tropski cikloni se javljaju dva puta godišnje: pre i posle sezone monsuna. Tropski cikloni prolaze kroz nekoliko faza u svom životnom ciklusu: tropski poremećaj (slabo izražena cirkulacija vazduha - male brzine vetra); tropska depresija (brzina vetra između 10 i 18 m/s); tropska nepogoda (brzina vetra između 18 i 33 m/s); tropski ciklon (brzina vetra veća od 33 m/s).

Da bi se tropski ciklon od tropskog poremećaja razvio do svoje zrele faze, potrebno je da, pored visoke temperature vode u većoj oblasti, postoji i konvergencija vetra u prizemlju. Konvergencija vetra u prizemlju je prisutna u intertropskoj zoni konvergencije (ITZK). Pri premeštanju ITZK na sever ili jug, na talasu ITZK se formira oblast niskog pritiska i uzdizanje vazduha postaje organizovano. Ako su meteorološki uslovi i na visini povoljni - odsustvo jake temperaturne inverzije i jakih vetrova, može doći do razvitka tropskih ciklona. Verovatnoća pojave ciklona raste ako je vazduh na visini nestabilan, a do nestabilnosti dolazi kada postoji priliv hladnog vazduha na visini.

Horizontalni presek idealizovanog modela tropskog ciklona prikazan je na slici 6.14, a vertikalni na slici 6.15. Prečnik tropskog ciklona iznosi u proseku oko 500 km. Oblast bez oblaka u centru naziva se oko ciklona i obično je prečnika od 20 do 50 km. U oku ciklona vetrovi su malog intenziteta. Oko oka ciklona nalazi se tzv. zid oka - oblast intenzivnih nepogoda u kojoj vazduh snažno vrtloži. U ovoj oblasti padavine su najintenzivnije, a vetar najjači. Tropski cikloni u stvari predstavljaju organizovan sistem nepogoda. Oblaci u ciklonu obrazuju trake koje u obliku spirale okružuju centar tropskog ciklona. Na horizontalnom preseku (slika 6.14) oblast najintenzivnijih padavina je išrafirana, kretanje padavinskih oblaka je obeleženo kraćim, de-



Slika 6.14
Horizontalni presek



Slika 6.15 Vertikalni presek tropskog ciklona tropskog ciklona

belim strelicama, a kretanje cirusne oblačnosti dužim, tankim strelicama. Dakle, niži oblaci kruže ciklonarno, a visoki oblaci anticiklonarno oko centra tropskog ciklona. Na vertikalnom preseku se vidi da se vazduh u prizemlju kreće ka centru, a na visini ka periferiji. U oku ciklona vazduh se spušta, što je i razlog za odsustvo oblaka, dok se u oblastima uzdizanja vazduha formiraju grmljavinski oblaci.

Većina tropskih ciklona traje nekoliko dana, mada neki mogu potrajati znatno duže ili iščeznuti u roku od 12 sati. Iako unutar ciklona duvaju jaki vetrovi, sami cikloni se kreću veoma sporo - oko 5 m/s. Njihova brzina se povećava u zreloj fazi, kada se približavaju višim širinama, i ponekad iznosi preko 20 m/s.

Po razmerama štete koju izazivaju u priobalnim područjima, tropski cikloni su svrstani u pet kategorija. Tropski cikloni prve kategorije prouzrokuju najmanju, a pete najveću štetu. U toku svog životnog ciklusa od nastanka do iščezavanja, tropski ciklon prolazi kroz nekoliko kategorija.

Tropski cikloni nailaskom na kopno slabe i vrlo brzo iščezavaju, jer prestaje priliv energije sa tople vodene površine i latentne toplote koja se oslobađa u procesu kondenzacije. Takođe, prelaskom na kopno povećava se i trenje u nižim slojevima ciklona. Veoma retko se dešava da tropski cikloni prodiru u umerene širine, već se najčešće krećući se ka većim geografskim širinama transformišu u vantropske ciklone, zbog smanjenog priliva vodene pare sa hladnije površine vode.

U dodatku I može se videti satelitski snimak, razvoj i putanja uragana pete kategorije Izabel iz septembra 2003. godine.

Između tropskih i vantropskih ciklona, pored zajedničke osobine da u njima prizemni vazduh rotira u istom smeru oko oblasti niskog pritiska, postoji i mnogo razlika. Cikloni umerenih širina se javljaju u oblastima gde postoje veliki temperaturni kontrasti iz kojih oni crpu neophodnu energiju za nastanak i održavanje. U oblastima gde nastaju tropski cikloni nema velikih temperaturnih kontrasta, već tropski cikloni energiju dobijaju od tople vodene površine i u burnim procesima kondenzacije u kojima se oslobađaju velike količine latentne toplote. U tropskim ciklonima se oslobađaju neverovatne količine latentne toplote uporedive sa količinom energije koja se oslobađa pri eksplozijama atomskih bombi. Izobare u tropskom ciklonu su veoma pravilnog kružnog oblika, dok su u depresijama izdužene. Vrednosti pritiska su znatno niže u centru tropskih ciiklona nego u depresijama. Gradijenti pritiska i brzine vetra su mnogo veći u tropskim ciklonima, pa su zato oni neuporedivo veće snage od ciklona umerenih širina. U sredini, u oku tropskih ciklona, vazduh se spušta, dok se u centru depresija vazduh uzdiže. Tropski, za razliku od vantropskih ciklona, slabe sa visinom. Takođe, tropski cikloni imaju znatno manje horizontalne dimenzije i u njima se ne javljaju frontovi.

6.3.4 Anticikloni

Anticikloni su sistemi vrtložnog kretanja u atmosferi, u kojima vazduh struji oko oblasti visokog pritiska u smeru skazaljke na satu na severnoj, a suprotno smeru skazaljke na satu na južnoj hemisferi. U poređenju sa ciklonom, anticikloni su tromi sistemi nepravilnijeg oblika, sa manjim gradijentima pritiska i slabijim vetrom.

Anticikloni koji se javljaju u suptropskim krajevima između 30 i 40^0 geografske širine nazivaju se i dinamički anticikloni. To su veoma postojani barski sistemi, koji postoje tokom cele godine, s tim što se leti pomeraju ka severu, a zimi ka jugu na severnoj polulopti. Vertikalno su dobro razvijeni i prostiru se sve do tropopauze. U horizontalnom pravcu su takođe prostrani, prečnika nekoliko hiljada kilometara.

Anticikloni koji se formiraju iznad kontinenata tokom zime, nazivaju se termički anticikloni. To su slabo pokretni anticikloni, veoma izraziti i prostrani u prizemlju, ali slabo razvijeni u vertikalnom pravcu - najčešće ne prelaze visinu od 2-3 km. Imaju velike horizontalne razmere, najveći i kontinentalne, kao što je to slučaj sa sibirskim anticiklonom.

Anticikloni se razvijaju i na zadnjoj strani talasnog poremećaja, koji se javlja pri baroklinoj nestabilnosti, kada se na prednjoj strani talasa obrazuje ciklon ili serija ciklona. Unutar ciklonske serije, između dva ciklona javljaju se anticikloni u hladnoj vazdušnoj masi iza hladnog fronta (slika 6.2).

Mladi anticikloni se kreću kao i cikloni u pravcu vetra na visini od oko 3 km. Sa razvitkom anticiklona, njihova brzina se postepeno smanjuje. Veliki anticikloni kao što su sibirski i azorski praktično su nepokretni.

■ VREME U ANTICIKLONU

Vreme u anticiklonu je u velikoj meri određeno opštim dinamičkim uslovima, u prvom redu silaznim kretanjem vazduha. Silazno strujanje vazduha je dominantno samo u centralnom delu, dok je periferija anticiklona pod znatnim uticajem okolnih ciklona i frontalnih sistema. S obzirom na smer horizontalnog strujanja vazduha u anticiklonima, u zapadnom delu anticiklona postoji advekcija toplog vazduha sa juga, a u istočnom delu advekcija hladnog vazduha sa severa, što u velikoj meri utiče na karakter vremena u tim oblastima anticiklona.

Vreme u anticiklonu, pored navedenih opštih dinamičkih uslova, zavisi u znatnoj meri i od godišnjeg doba i osobina vazdušnih masa.

U hladnom delu godine vreme u centralnom delu anticiklona je hladno i vedro, ali ako je vazdušna masa dovoljno vlažna može doći do obrazovanja slojevite oblačnosti i magle, koja se može zadržati duže vreme. Zbog silaznog strujanja u slobodnoj atmosferi i zbog hlađenja prizemnih slojeva dolazi do obrazovanja temperaturne inverzije. Zbog pretežno vedrog vremena i slabih vetrova, u centralnim delovima anticiklona prizemne temperature mogu biti veoma niske. U sibirskom anticiklonu razlika između temperature prizemnog i vazduha na visini od 2-3 km može iznositi i 20^{0}C. Slojeviti oblaci mogu se osmotriti u centru ciklona i u jesen kada postoji advekcija toplog vazduha na visini.

Vreme na periferiji anticiklona je u najvećoj meri pod uticajem vremenskih uslova u okolnim ciklonima. U severnim delovima anticiklona zimi često struji topli maritimni vazduh, koji uslovljava slojevitu oblačnost i pojavu advektivnih magli. Strujanje toplog vazduha je obično u sklopu toplih sektora cikona koji se kreću severno, a ponekad dolazi i do prodora frontalnih sistema ovih ciklona. Zapadne delove anticiklona karakteriše takođe advekcija toplog vazduha, slojevita oblačnost i advektive magle. Ako je anticiklon stacionaran, dolazi do zaustavljanja meridijalno orijentisanih frontova i obrazovanja jakih temperaturnih gradijenata. To izaziva pojavu jakih vetrova, a mogu se osmotriti i zone padavina koje se kreću u smeru skazaljke na satu periferijom anticiklona. Istočna strana anticiklona je najčešće pod uticajem hladne vazdušne mase zadnjeg dela ciklona koji se nalazi istočno. Ako je hladna vazdušna masa nestabilna, javljaju se konvektivni oblaci i pljuskovite padavine, a ako je vazdušna masa stabilna, obrazuje se slojevita oblačnost ili preovlađuje vedro vreme. Na južnoj strani anticiklona koji je najčešće pod uticajem ciklona koji se nalazi južno, zimi se javljaju slojevita oblačnost, snežne padavine i jaki vetrovi.

U letnjem delu godine u centru, ali i ostalim oblastima anticiklona, preovlađuje vedro vreme. Temperature vazduha su veoma visoke, posebno u centralnom i zapadnom delu. U centru anticiklona zbog intenzivnog zagrevanja i spuštanja vazduha, a u zapadnom delu zbog priliva toplog vazduha sa juga. Ponekad zbog jakog zagrevanja može doći i do pojave konvektivnih oblaka, ali u samom centru ciklona spuštanje vazduha

sprečava njihov značajniji razvoj. Na periferiji može doći i do pojave lokalnih nepogoda pri nailasku vlažnog morskog vazduha na zagrejano kopno.

Zbog postojanja temperaturne inverzije zamućenost vazduha u anticiklonima može biti znatna.

6.4 ATMOSFERSKE NEPOGODE

Atmosferske nepogode su pojave u atmosferi u kojima dolazi do kondenzacije vodene pare, obrazovanja padavinskih oblaka i izlučivanja padavina uz pojavu električnih pražnjenja, olujnih vetrova i grada.

Atmosferske nepogode nastaju pri uzdizanju toplog i vlažnog vazduha u nestabilnoj atmosferi. Do uzdizanja vazduha može doći iznad nejednako zagrejanog tla, po frontalnoj površini ili usled nailaska na prepreku. Povoljni meteorološki uslovi za razvoj nepogoda pored nestabilne stratifikacije su: smicanje vetra, advekcija toplog vazduha u prizemlju i divergencija vazduha na visini. Prema intenzitetu, atmosferske nepogode se mogu podeliti na: slabe i jake.

6.4.1 Slabe atmosferske nepogode

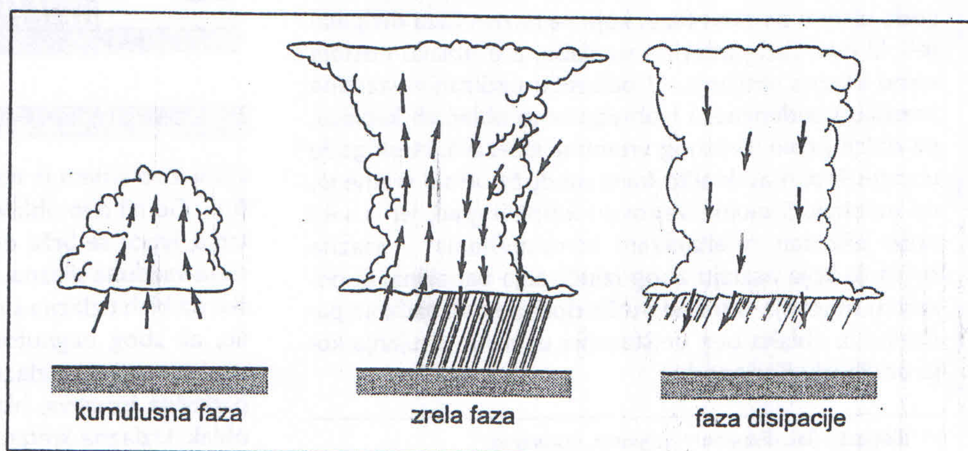
U slabe atmosferske nepogode spadaju toplotne nepogode i većina nepogoda koje se razvijaju usled prisilnog uzdizanja vazduha, kao što su npr. orografske i frontalne nepogode.

Toplotne nepogode su obično lokalne pojave koje nastaju zbog pregrejanosti prizemnog vazduha. Kada je vreme sunčano i vedro, bez vetra u dužem vremenskom periodu, prizemni vazduh se jako zagreva i uzdiže. Ako je dovoljno vlažan dolazi do burnih procesa kondenzacije, formiranja oblaka vertikalnog razvića i pljuskovitih padavina. Posle prestanka nepogode, vreme je opet vedro i tiho. Toplotne nepogode su najčešće i najintenzivnije u tropskom pojasu. U umerenim širinama se uglavnom javljaju leti u popodnevnim časovima iznad kopna, kada postoji priliv veoma vlažnog vazduha sa mora ili vlažnog zemljišta. Toplotne nepogode se u umerenim širinama nazivaju i lokalne nepogode unutar vazdušne mase, da bi se razlikovale od nepogoda povezanih sa atmosferskim poremećajima većih razmera.

Toplotne nepogode prolaze kroz tri faze u svom životnom ciklusu (slika 6.16).

Kumulusna faza je početna faza razvitka u kojoj se topao i vlažan vazduh uzdiže i adijabatski hladi, pa dolazi do kondenzacije vodene pare i formiranja jednog ili grupe kumulusnih oblaka. Pažljivim osmatranjem može se uočiti da vrlo često na samom početku razvoja nepogode, kumulusni oblak pre nego što se značajno razvije, iščezava nakon kraćeg vremena. To se događa zato što je okolni vazduh suv, pa oblačne kapi vrlo brzo isparavaju. Na taj način se povećava vlažnost vazduha, što omogućava da vazduh koji se nakon toga uzdiže prevaljuje sve duži i duži put i da se kumulusni oblak sve više razvija u vertikalnom pravcu. Kako oblak raste, kondenzacijom i sublimacijom vodene pare, oslobađaju se velike količine latetne toplote koja održava temperaturu vazduha u oblaku višom od temperature okolnog vazduha. U nestabilnoj atmosferi oblak nastavlja da raste sve dok postoji uzdizanje vazduha sa tla. Razvijajući se na ovaj način oblak može dostići značajnu visinu za svega nekoliko minuta. U kumulusnoj fazi nema padavina, jer su oblačne kapljice još uvek malih dimenzija, te ih uzla-

Slika 6.16 Životni ciklus toplotne nepogode



zne struje održavaju u oblaku. U ovoj fazi nema ni električnih pražnjenja.

Kada se kumulusni oblak razvije znatno iznad nulte izoterme, do visina gde su temperature vazduha između -20 i -40°C, oblačne kapi se zamrzavaju. Postaju veće i teže i počinju da padaju naniže, hladeći vazduh kroz koji prolaze, zbog razlike u temperaturama i utroška toplote na topljenje kristalića leda. Istovremeno se odvija i uvlačenje okolnog suvog vazduha kroz bočne granice oblaka, koje smanjuje vlažnost vazduha u oblaku i povećava utrošak latentne toplote na isparavanje kapljica vode u nezasićenom vazduhu uzlazne struje. Hladniji i gušći vazduh koji se javlja u uzlaznoj struji, zaustavlja je i obrazuje silaznu struju. Hlađenje vazduha iz gorenavedenih razloga je najčešće veće od adijabatskog zagrevanja do kojeg dolazi zbog spuštanja vazduha, pa je silazna struja hladna i pri tlu se manifestuje kao hladan, mahovit vetar u zoni padavina.

Nastankom silaznih strujanja u oblaku započinje **zrela faza životnog ciklusa** nepogode. Nepogoda je najjača u zreloj fazi, koju karakteriše jedna ili više cirkulacionih ćelija u kojima se na jednom kraju vazuh uzdiže, a na drugom spušta. Oblak se može prostirati sve do tropopauze, a baza oblaka može biti i nekoliko kilometara dugačka. Vrh oblaka, koji je dostigao stabilni sloj atmosfere, zadobija karakteristični oblik nakovnja, jer jaki visinski vetrovi nose oblačne kristaliće leda u horizontalnom pravcu. U sredini oblaka su najjača uzlazna i silazna strujanja, zbog kojih se razvija i snažna turbulencija. Padavine su velikog intenziteta, a može padati i sitniji grad. Javljaju se i električna pražnjenja. Ukoliko je relativna vlažnost vazduha ispod oblaka mala, dešava se da sva kiša, pre nego što dospe do tla, ispari.

Posle zrele faze, koja obično traje od 15 do 30 minuta, i tokom koje se zona silaznih strujanja širi, nepogoda ulazi u završnu fazu, koja se naziva **faza disipacije**[3]. U ovoj fazi padavine su slabe, a u oblaku postoje samo silazna strujanja. U odsustvu uzdizanja vazduha prestaje kondenzacija i obrazovanje oblačnih kapljica, pa oblak posle izvesnog vremena iščezava. Nepogode u vazdušnoj masi kratko traju, ne duže od sat vremena, ne uzrokujući olujne vetrove i krupniji grad, jer u sebi nose efikasan "mehanizam samouništenja" - silazna strujanja koja nastaju zbog izlučivanja padavina. U odsustvu smicanja vetra ne može doći do oslobađanja padavina iz oblaka bez uništavanja uzlaznih strujanja koja održavaju nepogodu.

[3] disipacija (lat. disipatio) - rasipanje, rasturanje.

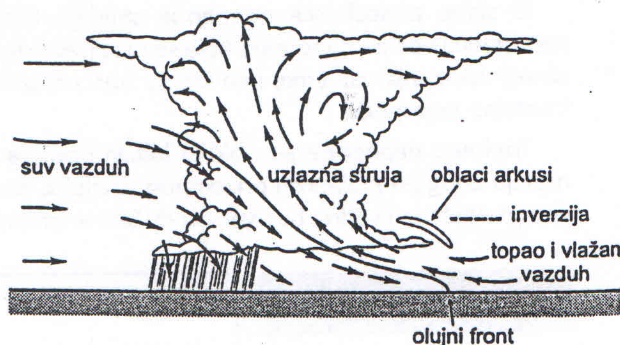
Orografske nepogode nastaju pri prisilnom uzdizanju vlažnog vazduha uz planinske padine. Razvojni ciklus je sličan kao kod nepogoda unutar vazdušne mase.

Frontalne nepogode obično nastaju na hladnom frontu pri prolasku depresije, kada postoji velika razlika u temperaturama između tople i hladne vazdušne mase, i kada je vazduh koji se uzdiže nestabilan i dovoljno vlažan. U popodnevnim časovima forntalne nepogode iznad kopna se pojačavaju zbog zagrevanja tla. Za razliku od toplotnih nepogoda, frontalne nepogode prouzrokuju preokret vremena, obično zahvataju veće oblasti i nisu vezane za dnevni i godišnji hod temperature. Uglavnom se javljaju u umerenom pojasu.

6.4.2 Jake atmosferske nepogode

Jake atmosferske nepogode su praćene krupnim gradom, snažnim olujnim vetrom, bujicama, pa čak i tornadima. Kao i slabe nepogode, nastaju pri uzdizanju vlažnog vazduha u nestabilno stratifikovanoj atmosferi ali uz postojanje značajnog smicanja vetra sa visinom. Razvoju ovih nepogoda doprinosi i advekcija toplog vazduha u prizemlju.

Na slici 6.17 dat je šematski prikaz vazdušnih strujanja u jakoj atmosferskoj nepogodi. Zbog jakog vetra na



Slika 6.17 Šematski prikaz jake atmosferske nepogode

visini, ceo sistem je nagnut u odnosu na Zemljinu površinu. Gornji deo oblaka u kome su prisutna uzlazna kretanja, kreće se brže od donjeg dela oblaka, gde su kretanja vazduha silazna. Kada padavine postanu isuviše teške da bi ih uzlazna struja održavala u oblaku, padaju ka tlu, ali zbog nagnutosti sistema strujanja, kroz silaznu struju, a ne kroz uzlaznu kao kod slabih nepogoda. Deo padavina isparava, hladeći vazduh na svom putu kroz oblak. Uzlazna kretanja vazduha u olujnim oblacima su

veoma jaka, tako da vrh oblaka može čak i da probije tropopauzu. Zrna grada se, zbog snažnih uzlaznih strujanja, zadržavaju u oblaku dovoljno dugo da dostignu znatnu veličinu. Grad pada kroz silaznu struju, a dešava se i da ga snažna uzlazna strujanja izbace iz oblaka i nekoliko kilometara daleko. Dakle, u jakim nepogodama hladna silazna struja se održava padavinama koje u nju dospevaju iz uzlazne struje na visini, kao i uvlačenjem okolnog suvog vazduha, dok se topla uzlazna struja održava zbog kretanja klina silaznog vazduha u prizemlju koji potiskuje vazduh ispred nepogde. Zbog takvog, udruženog dejstva uzlaznih i silaznih strujanja, jake nepogode mogu da se održavaju duže vreme.

Granica koja razdvaja hladan vazduh u silaznoj struji i topao prizemni vazduh naziva se **olujni front**. Po mnogim karakteristikama, olujni front liči na jak hladan front mezo-razmera. Po prolasku olujnog fronta, vetar menja pravac i postaje veoma jak i mahovit. Kod jačih nepogoda udari vetra često prelaze 25 m/s. Uz liniju olujnog fronta postoji jaka turbulencija, koja kovitla prašinu kroz ceo sloj hladnog vazduha. Uzdizanje toplog i dovoljno vlažnog vazduha na prednjoj ivici olujnog fronta, dovodi do formiranja oblaka u obliku rolni koji se nazivaju **arkusi**. Iza fronta temperatura vazduha pada naglo a pritisak raste.

Ispod olujnih oblaka "isticanje" silazne struje može lokalno biti veoma intenzivno. Takve jake silazne struje nazivaju se **vazdušni slapovi**. Iako su to lokalne pojave (prečnika 1-10 km) koje kratko traju (1-5 min), zaslužuju posebnu pažnju jer mogu imati rušilačku snagu i prouzrokovati pad aviona, prevrtanje brodova, oštećenje kuća, itd.

Jake nepogode obično imaju razvijenu strukturu mezo-razmera i mogu se svrstati u nekoliko tipova: superćelijske nepogode, linije nestabilnosti i višećelijske nepogode.

Superćelijske nepogode nastaju razvojem nepogode u jednu ogromnu cirkulacionu ćeliju (prečnika 20 do 50 km), kod koje su silazna i uzlazna strujanja tako dobro izbalansirana da se održavaju po nekoliko sati. Superćelijske nepogode odgovorne su za pojavu većine tornada, jakog grada i bujičnih poplava koje nanose velike štete.

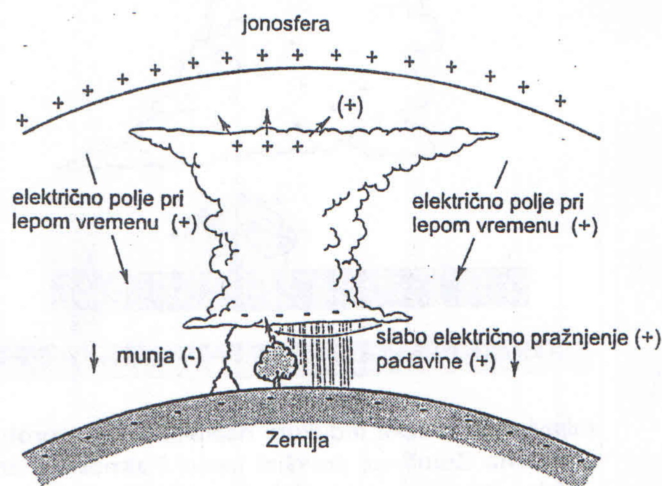
Linije nestabilnosti nastaju kada se olujni oblaci poređaju u dugačke linije (obično duge oko 500 km) sa veoma malim rastojanjima između cirkulacionih ćelija. Najčešće se obrazuju u toplom sektoru ciklona, neposredno ispred hladnog fronta. Prosečno traju oko 10 sati, mada neke završe životni ciklus i za dva sata, a poneke potraju i nekoliko dana.

Višećelijske nepogode nastaju organizovanjem pojedinačnih nepogoda u sistem mezo-razmera, različitih oblika koji može prekrivati površinu od preko 100 000 km2. Kod višećelijskih nepogoda jasno se uočavaju uzlazna i silazna kretanja u pojedinačnim ćelijama. Višećelijske nepogode traju obično oko 12 sati.

Većina nepogoda se kreće u pravcu vetra koji duva u srednjim slojevima troposfere. To pravilo ne važi i za višećelijske nepogode koje skreću udesno od vetra na visini, dok se pojedinačne ćelije kreću u skladu sa vetrom u srednjoj troposferi.

6.4.3 Električna pražnjenja u atmosferi

Pri lepom vremenu između Zemljine površine i visokih slojeva atmosfere postoji stalno električno polje sa potencijalnom razlikom od oko 300 kV. Zemljina površina koja je naelektrisana negativno i jonosfera koja je naelektrisana pozitivno, čine jedan ogromni kondenzator[4] (slika 6.18). Zbog postojanja izvesne količine jona atmosfera se ne može smatrati električno neprovodljivom sredinom. Do jonizacije u visokoj atmosferi dolazi zbog dejstva dela Sunčevog zračenja najkraćih talasnih dužina (kraćih od 0,1 mm). Jonizovani molekuli i atomi

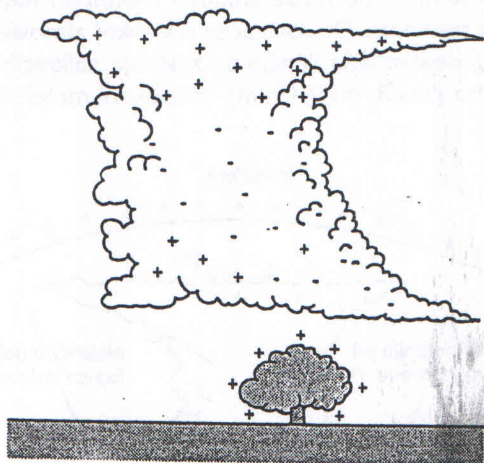


Slika 6.18 Električno polje i električna pražnjenja u sistemu Zemlja-atmosfera

(4) električni kondenzator: dve metalne ploče razdvojene slojem koji ne provodi elektricitet.

nastaju i dejstvom kosmičkog zračenja, tj. čestica visokih energija koje prodiru i do nižih slojeva atmosfere. Pri tlu glavni uzročnici jonizacije vazduha su radioaktivni elementi kojih ima i u vazduhu i u Zemljinoj kori. Broj jona, kao i električna provodljivost, rastu sa visinom i najveću vrednost dostižu u jonosferi. Dakle, zbog prisustva jona, atmosfera provodi električnu struju i prazni kondenzator Zemlja-visoka atmosfera. Iako je dovoljno svega nekoliko minuta da se ovaj "atmosferski kondenzator" isprazni, između Zemljine površine i atmosfere održava se prilično postojano električno polje, što znači da postoji neki izvor koji puni kondenzator Zemlja-atmosfera. Taj izvor predstavljaju grmljavinske nepogode, kojih u svakom trenutku na Zemlji postoji veoma veliki broj - po nekim procenama oko 40 000.

U grmljavinskim oblacima, kumulonimbusima, u toku njihovog razvoja dolazi do naelektrisavanja čestica, a zatim i do razdvajanja naelektrisanja. Gornji delovi oblaka su naelektrisani pozitivno, srednji i donji negativno, izuzev pojedinih pozitivno naelektrisanih područja najnižih delova oblaka koji se nalaze ispod nulte izoterme (slika 6.19). Veliki električni naboj grmljavinskih oblaka indukuje naelektrisanja suprotnog znaka na Zemljinoj površini ispod i atmosferi iznad oblaka, što menja smer električnog polja u odnosu na situaciju pri vedrom vremenu (slika 6.18). Kretanje oblaka prati, kao senka, područje pozitivnog naelektrisanja na Zemljinoj površini. Gustina pozitivnog naelektrisanja je najveća na istaknutim objektima (drveće, stubovi, zgrade i sl.).


Slika 6.19 Raspodela naelektrisanja u grmljavinskim oblacima

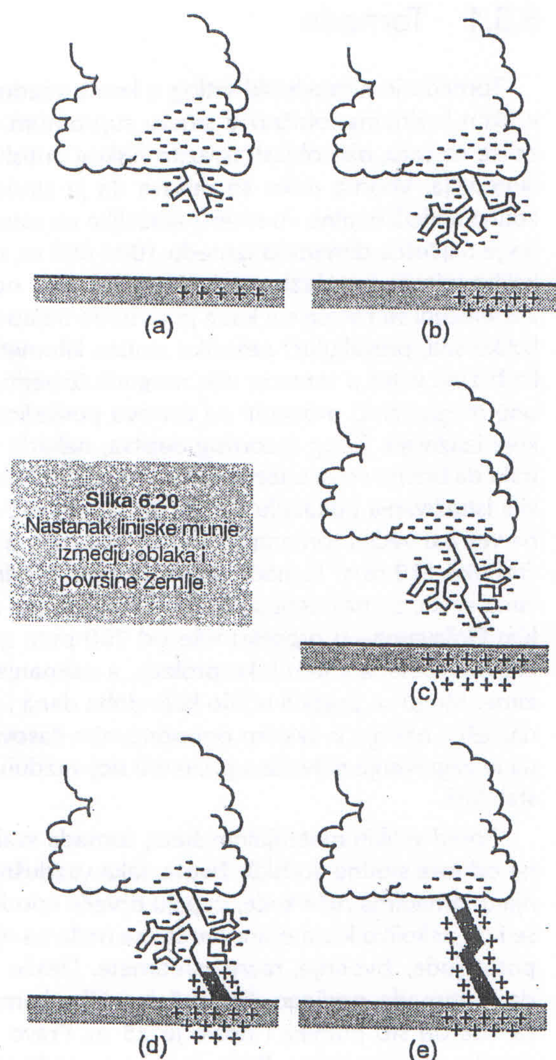
Kada zbog nagomilavanja naelektrisanja u oblastima razvoja grmljavinskih oblaka električni potenicijal dostigne kritičnu vrednost, dolazi do električnog pražnjenja u atmosferi. Električno pražnjenje velikog intenziteta naziva se munja, a tiho električno pražnjenje vatra svetog Elma.

Munja je električno pražnjenje u obliku džinovske varnice, koja se može javiti: unutar oblaka, između dva oblaka, između oblaka i okolnog vazduha, ili između oblaka i tla. Munja nastaje na mestima gde je električno polje veoma jako (gradijent potencijala 3 MV/m) i gde postoji dovoljan broj jona da izvrši tzv. "dielektrični[5] proboj". Jako zagrevanje vazduha (čak do 30 000°C) na putu munje prouzrokuje naglo širenje vazduha eksplozivne jačine. Zvučni talasi šire se u svim pravcima i to u početku brzinom većom od brzine zvuka. Prasak, sličan eksploziji, nazivamo **grom** i on se obično čuje kada munja dospe na Zemljinu površinu blizu posmatrača. Udaljene munje se čuju kao tutnjava dužeg trajanja, koju nazivamo **grmljavina.**

Munje mogu imati različite oblike i forme. Mogu biti: linijske, pločaste, loptaste, perlaste, itd.

Najčešće su javljaju **linijske munje** koje mogu nastati između oblaka i Zemlje (slika 6.20), u samom oblaku ili između dva oblaka. Pre nego što nastane jače pražnjenje, na primer između oblaka i Zemlje, na mestu gde je uspostavljen kritični gradijent potencijala, uspostavlja se struja elekrona koji su znatno pokretniji zbog manje mase od pozitivnih jona. Struja elektrona se kreće u diskretnim koracima ka tlu (slika 6.20 a). Elektroni na svom putu jonizuju vazduh, izbijajući nove elektrone iz molekula sa kojima se sudaraju (slika 6.20 b i c). Tako se njihov broj povećava i nastaje, obično nevidljiva za ljudsko oko, struja elektrona ka tlu koja se naziva predvodnik, vođa ili lider. Vremenska razlika između "koraka" predvodnika je veoma mala i iznosi oko 50 ms. Dok se približava tlu, negativno naelektrisani predvodnik indukuje pozitivna naelektrisanja na tlu, naročito na istaknutim objektima. Pozitivni joni kreću u susret negativno naelektrisanom vođi (slika 6.20 d). Kada se sretnu, veliki broj novih elektrona kreće ka tlu, a kanalom koji je probio predvodnik kreće glavni, tzv. povratni udar (slika 6.20 e). Tek tada se javlja blesak munje, koji se takođe kreće u koracima od tla ka oblaku, ali zbog velike brzine svetlosti, posmatraču izgleda kao da je ceo kanal bljesnuo trenutno. Najčešće se između oblaka i Zemlje pražnje-

[5] dielektričan (grč. di - dva, elektron) - koji ne provodi elektricitet.



Slika 6.20
Nastanak linijske munje između oblaka i površine Zemlje

nja elektriciteta ponavljaju u kratkim razmacima kroz isti kanal, od nekoliko do nekoliko desetina puta i to sve za vreme manje od nekoliko desetih delova sekunde. Ponovljeni udari su manjeg intenziteta, ali brže putuju kroz već probijeni put munje.

Pločasta munja je rasplinuto električno pražnjenje u oblaku i smatra se da nastaje u oblacima manjeg električnog naboja. Ovo kratkotrajno, razgranato sevanje najčešće nije praćeno grmljavinom a još ređe gromom. Sličan oblik munje javlja se i kada je blesak munje zaklonjen nekim drugim oblakom ili oblacima.

Perlasta ili **isprekidana munja** je ne tako čest oblik munje, koji izgleda kao isprekidana, tačkasta linija. Način nastanka nije sasvim objašnjen. Postoje pretpostavke da je to linijska munja, čiji su delovi zaklonjeni oblacima ili kišom, ili da je to prelazni oblik od linijske ka loptastoj munji.

Loptasta munja je munja u obliku svetleće kugle. Veoma se retko može videti i način njenog nastanka je još uvek nepoznat, iako ima mnogo ponuđenih teorija. Loptaste munje mogu biti različitih boja i veličina. Najčešće su plave i sjajnobele boje, prečnika od nekoliko desetina centimetara. Traju od nekoliko sekundi do nekoliko minuta. Loptaste munje prati zvuk sličan šištanju ili zviždanju, a iščezavaju bešumno, a ponekad i uz jak prasak.

Fotografije linijske i pločaste munje mogu se videti u dodatku VI na kraju knjige.

Svetlost putuje velikom brzinom (300 000 km/s)[6], tako da munju vidimo praktično istog trenutka kad nastane. Međutim, zvuk putuje znatno sporije (oko 300 m/s), tako da protekne izvesno vreme između trenutka kada posmatrač vidi munju i trenutka kada čuje grom. Jedino ako je munja jako blizu (manje od 100 m), jak udar groma se čuje gotovo istovremeno sa bleskom svetlosti. Pošto zvuk svake 3 sekunde prevaljuje otprilike 1 km, na osnovu vremena koje protekne između bleska munje i zvuka groma može se proceniti daljina nepogode. Do dužeg trajanja udaljene grmljavine dolazi usled odbijanja zvučnih talasa na preprekama, kao i zbog toga što uzastopna pražnjenja koja prolaze kroz jedan kanal, nisu jednakih intenziteta i ne šire se kroz prostor na isti način.

U nekim situacijama se vidi blesak munje, ali se ne čuje grmljavina. Do toga dolazi zbog refrakcije (savijanja) i slabljenja zvučnih talasa u atmosferi. Čujnost zvučnog efekta munje zavisi od intenziteta električnog pražnjenja, stratifikacije atmosfere, turbulencije, pravca duvanja vetra, itd. Zvuk koji prati pojavu munje ne dopire dalje od tridesetak kilometara, a najčešće ne prelazi više od deset.

Pojava tihog električnog pražnjenja u atmosferi naziva se **vatra svetog Elma**. Nazvana je po svecu, zaštitniku moreplovaca. Kada se napon električnog polja dovoljno poveća i uspostavi struja jona, oko istaknutih predmeta na zemljinoj površini se javlja plavičasta ili zelenaksta svetlost. Ukoliko je pražnjenje većeg intenziteta može se čuti i pucketanje. Vatra svetog Elma se javlja oko antena, gromobrana, brodskih katarki, krila aviona

(6) brzina zvuka zavisi od temperature vazduha i brzine vetra; zvuk se brže prenosi u toplijem vazduhu i u pravcu duvanja vetra.

Kako se zaštiti od udara groma?

Poznato je da električna pražnjenja u atmosferi mogu biti veoma opasna, odnoseći ljudske živote i nanoseći materijalnu štetu. Zato je veoma važno znati kako se treba ponašati za vreme atmosferskih nepogoda. Najbolju zaštitu od groma, odnosno munje, pruža zgrada zaštićena gromobranom. Gromobran, kao najistaknutiji predmet, ima najveću šansu da bude pogođen u odnosu na druge delove objekta. Kada munja pogodi metalni šiljak, elektricitet se sprovodi kroz izolovani provodnik u zemlju. Za vreme grmljavinskih nepogoda, treba zatvoriti sve otvore u kućama, da vazdušne struje ne bi donele loptastu munju. Ne treba se tuširati, kupati i prati sudove. Treba isključiti telefon i modem iz zida, kao i radio i TV uređaje koje treba odvojiti od antene. Automobili i druga vozila, takođe, mogu pružiti zaštitu od munje. Kada nas grmljavinska nepogoda zatekne na otvorenom, treba se kloniti uzvišenja i istaknutih objekata na zemljinoj površini, kao što je npr. izolovano drveće. Treba se sagnuti i spustiti glavu što je moguće niže, ali ne treba ležati na zemlji, jer je važno da dodirna površina sa tlom bude što manja. Osobi koju je pogodila munja treba odmah dati veštačko disanje, a velika je zabluda da je treba zakopati u zemlju.

koji proleću kroz naelektrisani oblak, električnih vodova, pa čak i živih bića. Može trajati i po nekoliko sati. Pojava vatre svetog Elma obično je vezana za atmosferske nepogode, ali se može osmotriti i za vreme snežnih i peščanih mećava, erupcija vulkana i drugih nepogoda pri kojima dolazi do trenja i naelektrisavanja čestica.

6.5 LOKALNI VAZDUŠNI VRTLOZI

U atmosferi se, pored vrtloga velikih razmera - ciklona i anticiklona, javljaju i vrtlozi manjih razmera u koje spadaju: tornado, tromba ili truba, morska pijavica i vihor. Tornado je najjači i najvećih dimenzija u odnosu na ostale lokalne vazdušne vrtloge. Nastanak tornada je obično povezan sa superćelijskim nepogodama, dok su trombe i pijavice povezane sa jednoćelijskim nepogodama i oblacima roda: kumulus (Cu) i kumulonimbus (Cb). Vihori su vrtlozi termičkog porekla, najmanjih dimenzija, snage i trajanja.

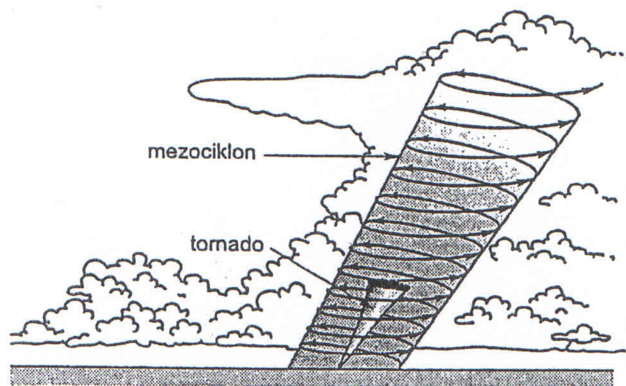
6.5.1 Tornado

Tornado je atmosferski vrtlog u kome vazduh rotira velikim brzinama, obično u smeru suprotnom od skazaljke na satu, oko oblasti izrazito niskog pritiska malih dimenzija. Veoma retko se dešava da je strujanje vazduha anticiklonalno - u smeru skazaljke na satu. Tornado je najčešće dimenzija između 100 i 600 m, traje nekoliko minuta i prelazi rastojanja nešto veća od 5 km. Zabeleženi su i slučajevi kada je tornado trajao i po nekoliko sati, prevaljujući nekoliko stotina kilometra. Velike brzine vetra u tornadu nije moguće izmeriti, već se one mogu samo proceniti na osnovu posledica i štete koje izazivaju. Zbog razornog dejstva, nekada se smatralo da brzine vetra u tornadu dostižu i 250 m/s, ali novija istraživanja pokazuju da to nije tačno, već da brzina vetra u većini tornada iznosi oko 60 m/s, a u najjačim oko 120 m/s. Tornado se može javiti u svim krajevima sveta, ali najčešće se javlja u Sjedinjenim Američkim Državama - u proseku više od 700 puta godišnje. Najviše tornada ima u toku proleća, a najmanje u toku zime. Mogu se pojaviti u bilo koje doba dana i noći, ali najčešće nastaju u kasnim popodnevnim časovima, kada je zagrevanje najveće a prizemni sloj vazduha najnestabilniji.

Pored velikih materijalnih šteta, tornada svake godine odnose stotine ljudskih života. Jaka vazdušna strujanja u tornadima ruše kuće, čupaju drveće i podižu i nose i po nekoliko kilometara sve što se nađe na njihovom putu: ljude, životinje, razne predmete. Desilo se, čak, da je tornado podigao čitavu železničku kompoziciju sa više od sto putnika i nosio je 25 m. Pravo čudo je spasilo učenike jedne škole koju je pogodio tornado, pa niko od njih nije stradao, iako ih je tornado nosio stotinak metara. Jaki vetrovi u tornadu ruše zidove zgrada, a zbog velike razlike u pritiscima u i izvan zgrade (razlika može da iznosi i više od 100 mb) dolazi do izletanja prozora, vrata i krovova kuća. U slučaju nailaska tornada treba se skloniti, najbolje u podrum, a ako on ne postoji, onda u neku manju prostoriju u prizemlju koja se nalazi u sredini zgrade. Na otvorenom, sklonište treba potražiti u nekom udubljenju na zemljinoj površini.

Način postanka tornada nije u potpunosti razjašnjen. Poznato je da je nastanak povezan sa jakim nepogodama koje, kao što je već objašnjeno, nastaju u nestabilnoj atmosferi gde postoji smicanje vetra sa visinom. Da bi došlo do formiranja tornada neophodno je da se osim brzine i pravac vetra menja sa visinom.

Usled takvog polja vetra uzlazna struja počinje da rotira, obično na sredini olujnog oblaka, obrazujući mezociklon - rotirajući stub vazduha prečnika 5 do 10 km (slika 6.21). Vazduh koji se kreće ka niskom pritisku u mezociklonu sve brže rotira (zakon očuvanja ugaonog momenta), a mezociklon se izdužuje u vertikalnom, a skuplja u horizontalnom pravcu. Vazduh koji se kreće ka niskom pritisku se širi, hladi, a ako je dovoljno vlažan dolazi i do kondenzacije i formiranja oblaka u obliku levka koji se spušta do tla. Tornado nastaje kada rotirajući stub vazduha, odnosno oblak, dodirne tlo.



Slika 6.21 Šematski prikaz tornada

Levak tornada može imati različite oblike, ali najčešće liči na surlu slona koja se spušta iz kumulonimbusa. Obično je tamne boje, jer pri kontaktu sa tlom snažan vetar podiže prašinu, pesak i sl. Smatra se da najjači tornadi sadrže više manjih vrtloga koji rotiraju veoma brzo. U samom centru tornada, kao i u oku tropskih ciklona, nema oblaka, jer se tu vazduh spušta i oblačne kapljice isparavaju.

6.5.2 Tromba i pijavica

Tromba ili **truba** je vidljivi vrtlog vazduha u obliku tamnog levka koji se spušta iz olujnog oblaka ka tlu. Nastanak je povezan, kao i kod tornada, sa pojavom lokalnih vrtloga u središnjem delu olujnih oblaka koji ne moraju biti u sklopu jakih atmosferskih nepogoda. Prečnik trombe retko prelazi 100 m. Iako slabiji vrtlozi od tornada, trombe mogu dostići znatan intenzitet i naneti velike štete.

Pijavica je atmosferski vrtlog koji se javlja iznad vodenih površina. Obično je manjeg intenziteta i dimenzija od trombe. Prečnik morske pijavice je najčešće između 10 i 100 m. Može se obrazovati tokom atmosferskih nepogoda, ali i pri lepom vremenu. Pijavice povezane sa olujnim nepogodama obično se javljaju pri prelasku već formiranog vrtloga sa kopna na vodenu površinu. Pri lepom vremenu, pijavice se formiraju na toploj površini vode i uzdižu se uvis. Češće se javljaju, ali su obično manjeg intenzitetai trajanaja od pijavica koje se javljaju tokom atmosferskih nepogoda.

Pijavice i tornada su zaslužni za pojavu raznih "čuda", kao što je npr. "kiša" riba koja pada i desetak kilometara daleko od morske obale.

6.5.3 Vihor

Vihori su lokalni atmosferski vrtlozi termičkog porekla, koji se javljaju u najtoplijem delu dana u zagrejanom i nestabilnom prizemnom sloju vazduha. U vihorima vazduh se uzdiže i vrtložno kreće oko vertikalne ose. Obično kratko traju i ne nanose štetu, već samo kovitlaju prašinu, pesak, lišće i druge lakše predmete. Najčešći su i najvećeg intenziteta u pustinjama, gde razvijeniji vihori - tzv. "pustinjski đavoli" dostižu prečnik od nekoliko metara. Kod nas slabi vihori mogu se osmotriti u ravničarskim krajevima tokom letnjih popodneva.

Fotografije tornada i "pustinjskog đavola" mogu se videti u dodatku VI.

LITERATURA

Ahrens D.C., 1991: Meteorology Today. West Publishing Company, St. Paul.

Aviation Theory Center, 2002: Meteorology and Navigation, Aviation Theory Center Pty Ltd, Huntingdale.

Ćurić M. 2001: Dinamika oblaka. Republički hidrometeorološki zavod Srbije, Beograd.

Delijanić I, 1996: Opšta meteorologija, Zavod za udžbenike i nastavna sredstva, Beograd.

Đurić D., 1994: Weather Analysys. Pearson Custom Publishing, New Jersey.

Gburčik, 1995: Šumarska ekoklimatologija. Šumarski fakultet, Beograd.

Kojić M.,1991: Botanika. IP Nauka, Beograd.

Kolić B., 1988: Šumarska ekoklimatologija. Naučna knjiga, Beograd.

Milosavljević M., 1983: Meteorologija. Naučna knjiga, Beograd.

Oke T.R., 1983: Boundary layer Climates. Methuen, New York.

Otorepec S., 1980: Agrometeorologija. Nolit, Beograd.

Radinović Đ., 1968: Analiza vremena, Zavod za izdavanje udžbenika Socijalističke Republike Srbije, Beograd.

Sarić M., Krstić B., Stanković Ž., 1991: Fiziologija biljaka. IP Nauka, Beograd.

Savezni hidrometeorološki zavod, 1974: Upustvo za osmatranja i merenja. SHMZ, Beograd.

Vulić T., Sivčev B., Aleksić V., Ruml M., Urošević M., 2004: Podizanje višegodišnjih zasada. Poljoprivredni fakultet, Beograd.

Wallace M. J., Hobs P.V., 1977: Atmospheric Science. Academic Press, Inc., Orlando.

World Meteorological Organization, 1975: International Cloud Atlas, Vol. 1. WMO, Geneva.

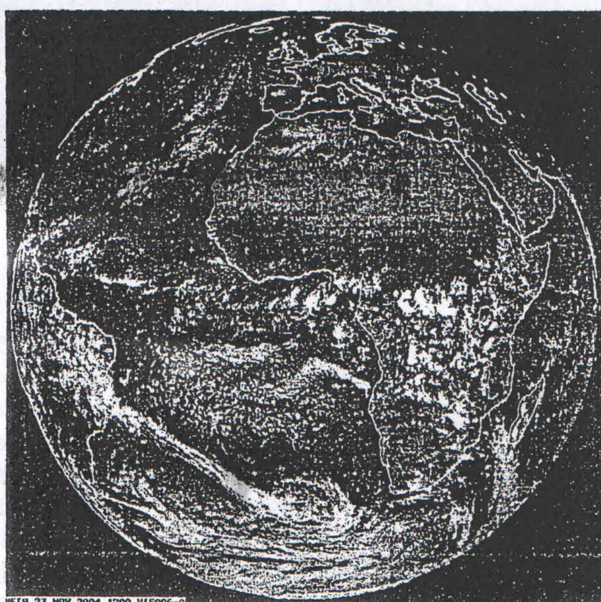
DODATAK

I

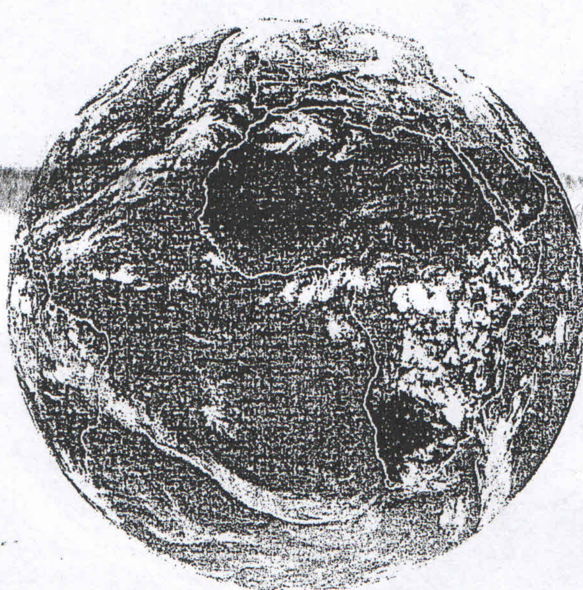
Satelitski snimci

Satelitski snimci sa evropskog geostacionarnog satelita METEOSAT, lansiranog iznad ekvatora na geografskoj dužini 0°, prikazani su na slikama I.1 (vidljivi deo spektra), I.2 (infracrveni deo spektra) i I.3 (deo spektra u kome se odvija apsorpcija i emisija zračenja od strane vodene pare). Ova snimanja sa METEOSAT-a odvijaju se na svakih pola sata i posle obrade u kontrolnom centru, snimci se distribuiraju do korisnika preko satelita.

Na slici I.4 prikazana je naknadno obojena satelitska slika, koja je nastala spajanjem snimaka u vidljivom delu spektra sa dva METEOSAT geostacionarna satelita, koji su lansirani na 0° i 63°E geografske dužine.



Slika I.1
Satelitski snimak u vidljivom delu spektra



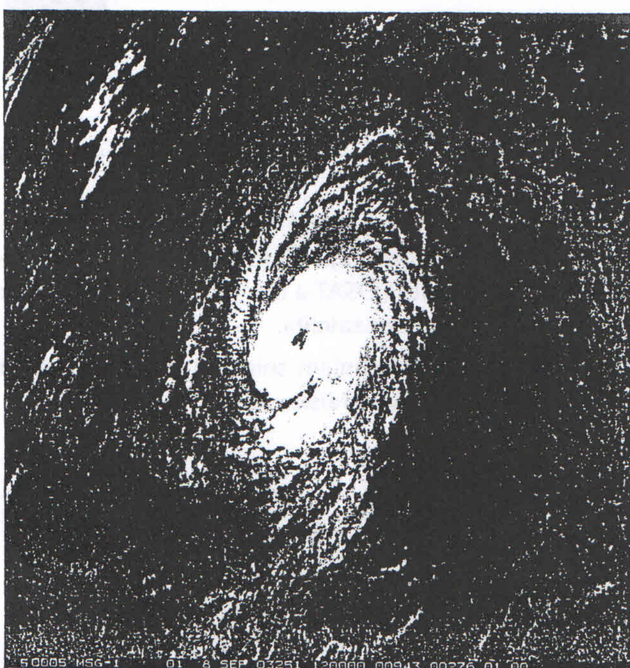
Slika I.2
Satelitski snimak u infracrvenom delu spektra



Slika I.3
Satelitski snimak u delu spektra zracenja vodene pare



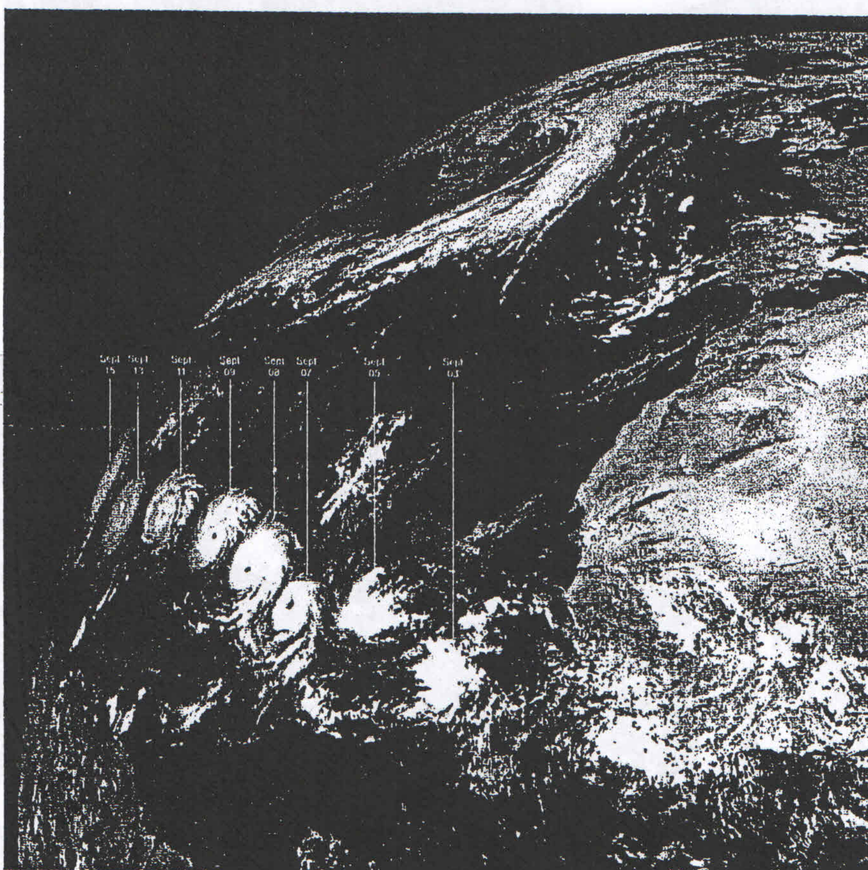
Slika I.4
Satelitski snimak Evrope u vidljivom delu spektra



Slika I.5 Satelitski snimak tropskog ciklona Izabel u infracrvenom delu spektra



Slika I.6
Kombinovani satelitski snimak tropskog ciklona Izabel



Slika I.7
Putanja tropskog ciklona Izabel

Satelitski snimci se naknadno boje da bi izgledali atraktivnije (slika I.4) ili da bi se olakšalo njihovo tumačenje (slika I.6). Na infracrvenim snimcima obično se bojama naglašavaju hladne oblasti koje odgovaraju visokim oblacima, a na snimcima iz spektra zračenja vodene pare, oblasti sa velikom vlažnošću. Satelitski snimak tropskog ciklona Izabel u infracrvenom delu spektra prkazan je na slici I.5, a obojena slika nastala kombinacijom više snimaka iz različitih delova spektra na slici I.6. Na slici I.7 je prikazana putanja ovog tropskog ciklona, koji se formirao u vodama Atlantskog okeana u blizini Zelenih ostrva 7. septembra 2003. godine, razvio u uragan V kategorije 13. septembra, a do obala Severne Karoline i Virdžinije dospeo 18. septembra kao uragan II kategorije.

DODATAK



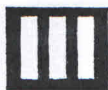
Toplotni indeks

Subjektivan osećaj temperature kod čoveka zavisi od relativne vlažnosti vazduha. Povećana relativna vlažnost vazduha usporava isparavanje znoja sa tela - procesa kojim se ljudski organizam hladi. Usled toga telesna temperatura raste, pa se mogu javiti različite zdravstvene tegobe. Toplotni indeks predstavlja temperaturu koju ljudi osećaju kao posledicu kombinovanog efekta temperature i vlažnosti vazduha, pri slabom vetru i u hladu. Direktno izlaganje suncu povećava vrednost toplotnog indeksa.

Tabela II.1 **Toplotni indeks**

Temp. (°C)	Relativna vlažnost (%)												
	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100
43	58												
42	54	58											
41	51	54	58										
40	48	51	55	58									
39	46	48	51	54	58								
38	43	46	48	51	54	58							
37	41	43	45	47	51	53	57						
36	38	40	42	44	47	49	52	56					
35	37	39	40	42	45	47	50	53	56				
34	36	38	39	41	43	46	48	51	54	57			
33	34	36	37	38	41	42	44	47	49	52	55		
32	33	34	35	36	38	39	41	43	45	47	50	53	56
31	31	32	33	34	35	37	38	39	41	43	45	47	49
30	29	31	31	32	33	34	35	36	38	39	41	42	44
29	28	29	29	30	31	32	32	33	34	36	37	38	39
28	27	28	28	29	29	29	30	31	32	32	33	34	35
27	27	27	27	27	28	28	28	29	29	29	30	30	31

Upozorenje	Toplotni Index	Moguće posledice
velika opasnost	54°C i više	toplotni udar ili sunčanica
opasno	41 - 54°C	sunčanica, grčenje mišića, malaksalost; moguć toplotni udar pri produženom izlaganju i/ili fizičkoj aktivnosti
naročiti oprez	32 - 41°C	sunčanica, grčenje mišića, malaksalost pri produženom izlaganju i/ili fizičkoj aktivnosti
oprez	27 - 32°C	zamor pri produženom izlaganju i/ili fizičkoj aktivnosti



DODATAK
Indeks hlađenja

Sa povećanjem brzine vetra subjektivan osećaj hladnoće kod ljudi se pojaćava. **Indeks hlađenja** daje temperaturu koju bi čovek osećao u uslovima slabog vetra. Tako na primer, ako na temperaturi od -10°C duva vetar brzinom od 30 km/h, ljudski organizam se oseća kao na temperaturi od -20°C pri slabom vetru. Indeks ne uračunava uticaj direktnog Sunčevog zračenja koje umanjuje efekat hlađenja. Treba naglasiti da vetar ne utiče na stvarnu temperaturu vazduha i temperaturu objekata, već samo na subjektivan osećaj hladnoće kod ljudi.

U tabeli je dat najnoviji, poboljšani indeks hlađenja, koji se upotrebljava od 2001. godine u meteorološkim službama u SAD-u i Kanadi.

Tabela III.1 Indeks hlađenja

V (km/h)	Temperatura (°C)											
	5	0	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40	-45	-50
5	4	-2	-7	-13	-19	-24	-30	-36	-41	-47	-53	-58
10	3	-3	-9	-15	-21	-27	-33	-39	-45	-51	-57	-63
15	2	-4	-11	-17	-23	-29	-35	-41	-48	-54	-60	-66
20	1	-5	-12	-18	-24	-30	-37	-43	-49	-56	-62	-68
25	1	-6	-12	-19	-25	-32	-38	-44	-51	-57	-64	-70
30	0	-6	-13	-20	-26	-33	-39	-46	-52	-59	-65	-72
35	0	-7	-14	-20	-27	-33	-40	-47	-53	-60	-66	-73
40	-1	-7	-14	-21	-27	-34	-41	-48	-54	-61	-68	-74
45	-1	-8	-15	-21	-28	-35	-42	-48	-55	-62	-69	-75
50	-1	-8	-15	-22	-29	-35	-42	-49	-56	-63	-69	-76
55	-2	-8	-15	-22	-29	-36	-43	-50	-57	-63	-70	-77
60	-2	-9	-16	-23	-30	-36	-43	-50	-57	-64	-71	-78
65	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-44	-51	-58	-65	-72	-79
70	-2	-9	-16	-23	-30	-37	-44	-51	-58	-65	-72	-80
75	-3	-10	-17	-24	-31	-38	-45	-52	-59	-66	-73	-80
80	-3	-10	-17	-24	-31	-38	-45	-52	-60	-67	-74	-81

v - brzina vetra na 10 m visine.

Rizik od izmrzavanja
mali rizik od izmrzavanja kod većine ljudi
povećani rizik od izmrzavanja kod većine ljudi pri izlaganju od 10 do 30 min
visok rizik od izmrzavanja kod većine ljudi pri izlaganju od 5 do 10 min
visok rizik od izmrzavanja kod većine ljudi pri izlaganju od 2 do 5 min
visok rizik od izmrzavanja kod većine ljudi pri izlaganju od 2 min i manje

DODATAK **IV**

Boforova skala za osmatranje jačine vetra

Tabela IV.1 Boforova skala

Broj po Boforu	Naziv vetra	Opis pojava na kopnu	Brzina vetra na visini (10 m) (m/s)	(km/h)
0	tišina	tiho; dim se diže uspravno	0,0 - 0,2	< 1
1	lak povetarac	pravac vetra se opaža po kretanju dima, a ne po vetrokazu	0,3 - 0,5	1 - 5
2	poletarac	lišće treperi, vetrokaz se pokreće vetar se oseća na licu	1,6 - 3,3	6 - 11
3	slab vetar	lišće i grančice se neprekidno pomeraju, vijore se lake zastave	3,4 - 5,4	12 - 19
4	umeren vetar	vetar podiže prašnu i papir; pokreće male grane	5,5 - 7,9	20 - 28
5	umereno jak vetar	tanja stabla se ljuljaju; obrazuju se mali talasi sa krestama na kopnenim vodama	8,0 - 10,7	29 - 38
6	jak vetar	pokreću se velike grane; otežana upotreba kišobrana	10,8 - 13,8	39 - 49
7	vrlo jak vetar	celo drveće se ljulja; otežano hodanje uz vetar	13,9 - 17,1	50 - 61
8	olujni vetar	vetar lomi grane drveća; hodanje uz vetar gotovo nemoguće	17,2 - 20,7	62 - 74
9	oluja	nastaju manja oštećenja na zgradama (kidanje oluka, crepa, rušenje dimnjaka)	20,8 - 24,4	75 - 88
10	žestoka oluja	čupa drveće, nastaju velike štete na zgradama; retko se javlja na kopnu	24,5 - 28,4	89 - 102
11	orkanska oluja	veoma retka pojava, praćena razaranjima većih razmera	28,5 - 32,6	103 - 117
12	orkan	-	32,7 - 36,9	118 - 133

DODATAK

Prizemna sinoptička karta



Jeppesen Sanderson, Inc.

Slika V.1
Analiza vremenske situacije u Evropi (prizemni pritisak, temperatura, frontovi i padavine) za 29. januar 2004.

Oznake frontova

- hladni front
- topli front
- stacionarni front
- okludovani front

Izolinije

- izobare (vazdušni pritisak redukovan na nivo mora (mb))
- izoterme (temperatura (°C))

Slika V. 2
Prognoza (24h) prizemnog polja pritiska i temperature, frontova i padavina u Evropi za 30. januar 2004.



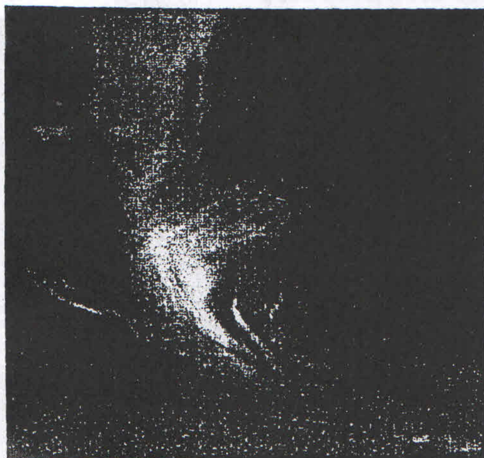
Jeppesen Sanderson, Inc.

Simboli vremena

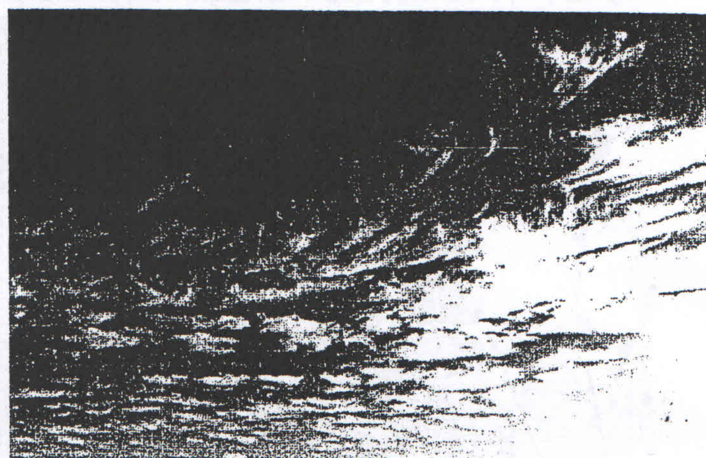
≡	magla	9 9	sipeća kiša	↔	ljutina	* ▽	pljusak snega
=	niska magla	• •	slaba kiša	△	sugradica	△ ▽	pljusak grada
	magla u dolini	⁖	umerena kiša	▲	grad		mećava
	magla na vrhovima	⁘	jaka kiša		sitna krupa		niska mećava
	rosa	**	slab sneg		krupa		vejavica
	slana	⁂	umeren sneg		ledena kiša		grmljavina
V	inje		jak sneg		ledena sipeća kiša		
∿	poledica		susnežica	• ▽	pljusak kiše		

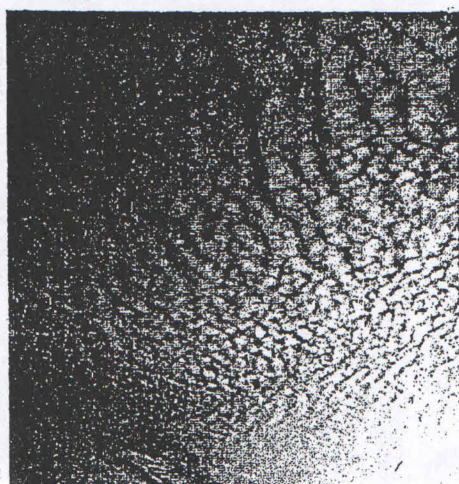
Foto album

Oblaci



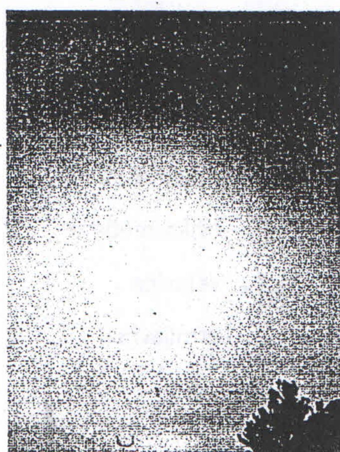
Cirrus





Cirrocumulus





Cirrostratus

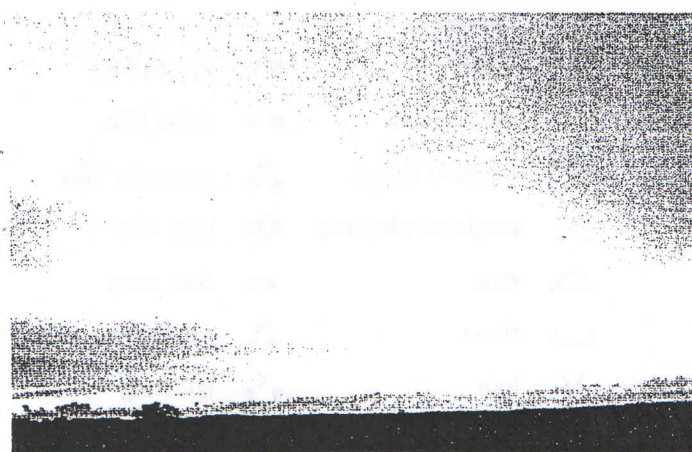
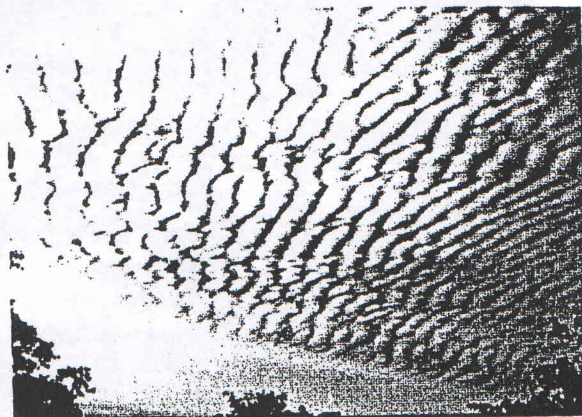


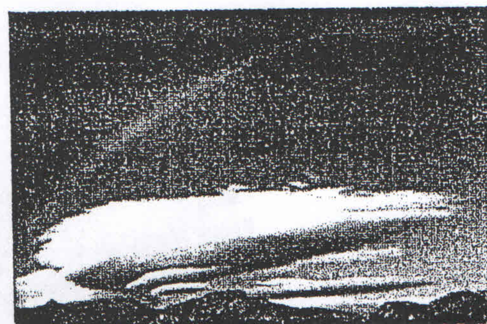
Foto album

Oblaci

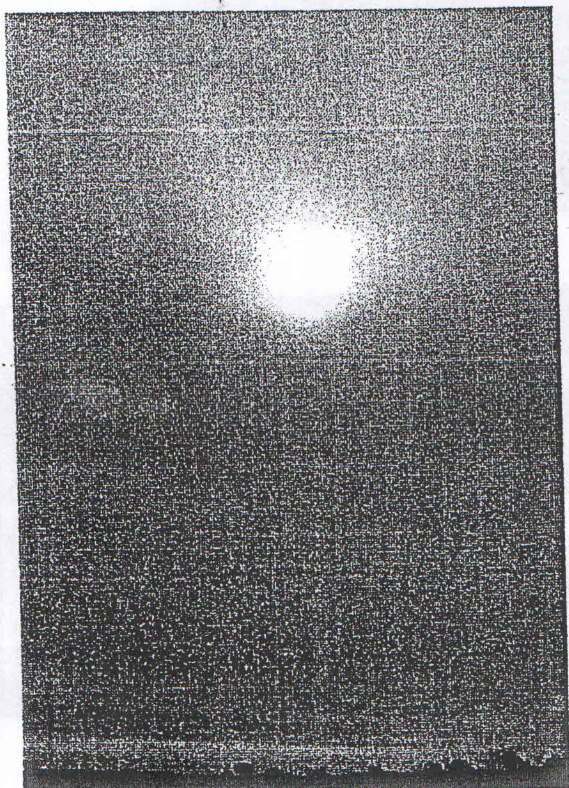


Altocumulus





Altocumulus lenticularis



Altostratus

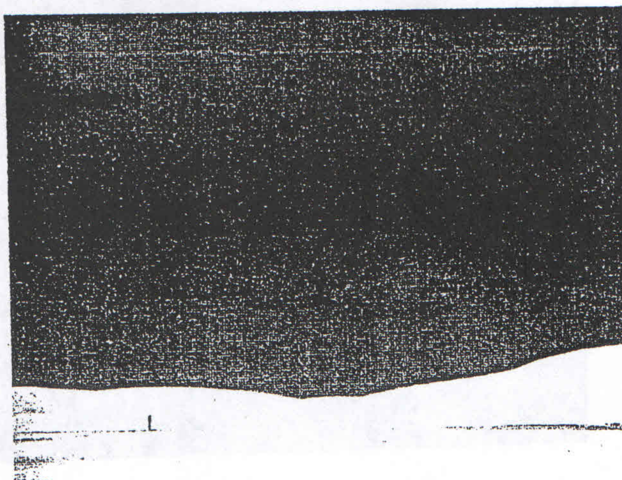
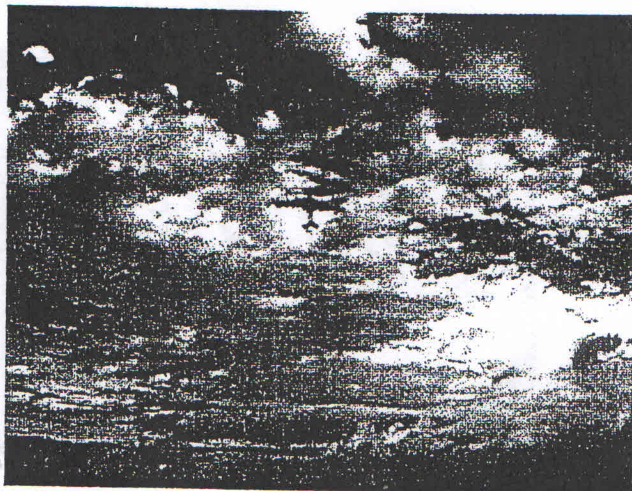
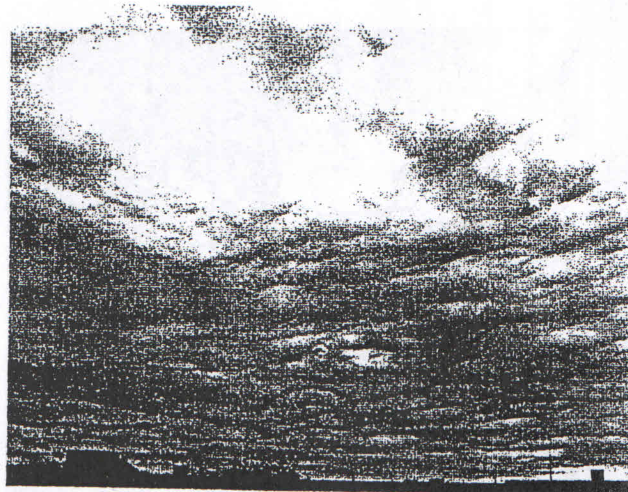


Foto album

Oblaci

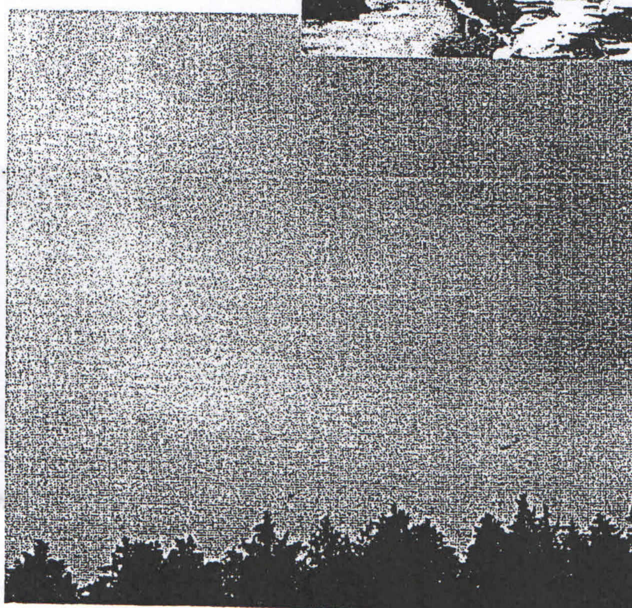


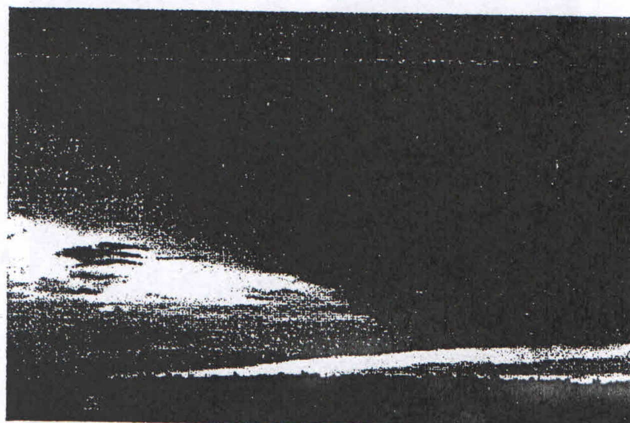


Stratocumulus



Stratus





Nimbostratus

Foto album

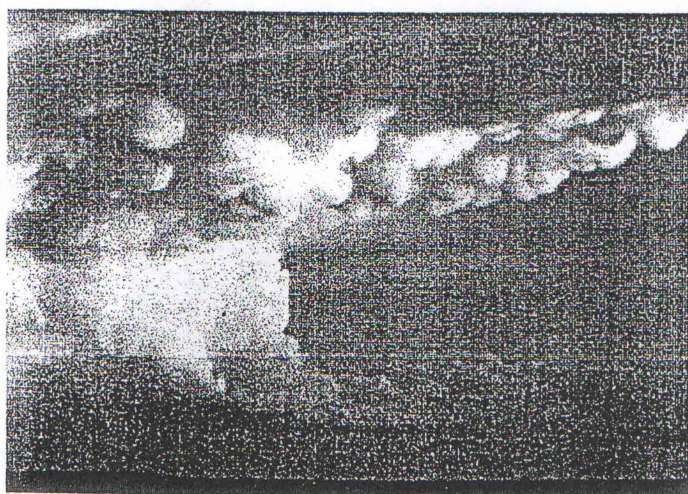
Oblaci



Cumulus humilis
(kumulusi lepog vremena, male vertikalne razvijenosti)



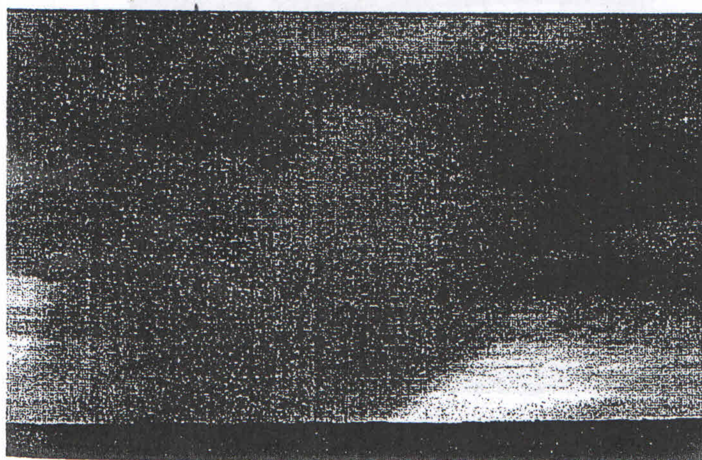
Cumulus mediocris
(kumulusi umerene vertikalne razvojenosti)



Cumulonimbus mamma



Cumulus congestus
(kumulusi velike vertikalne razvijenosti)



Pljusak iz kumulonimbusa



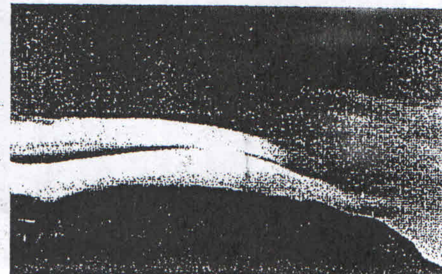
Cumulonimbus

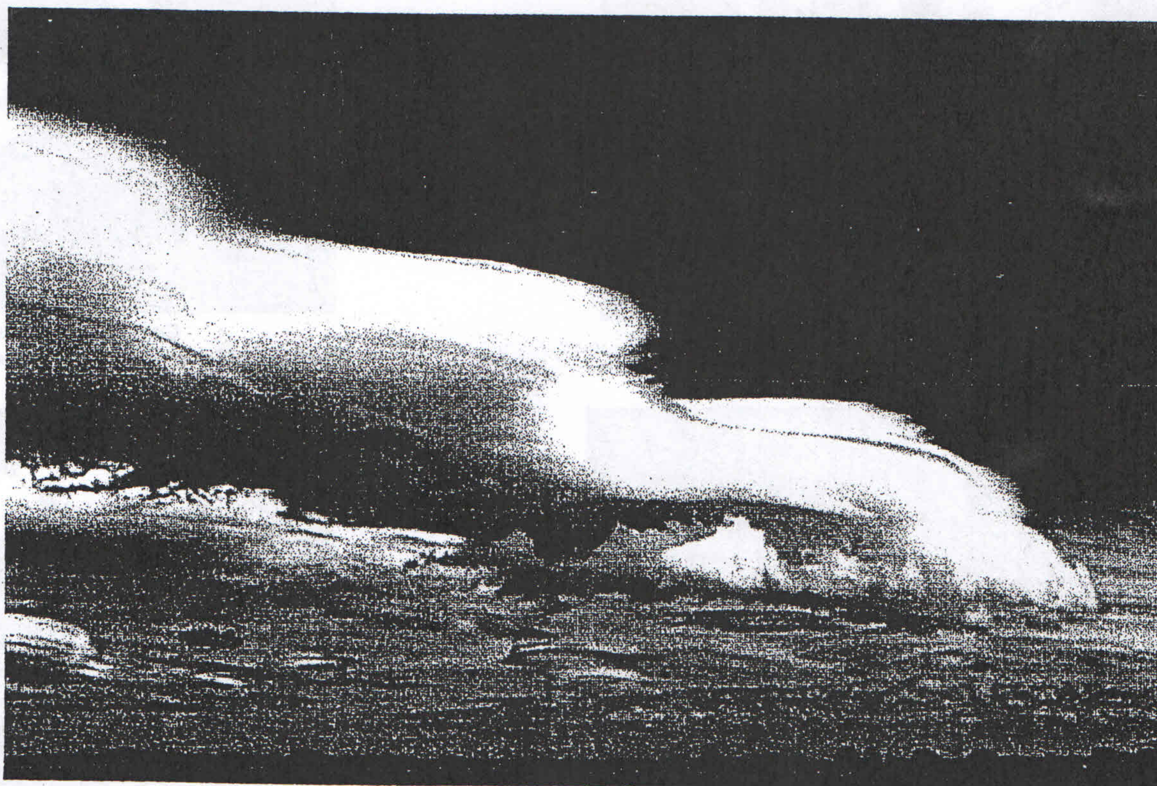
Foto album

Oblaci



Orografski oblaci





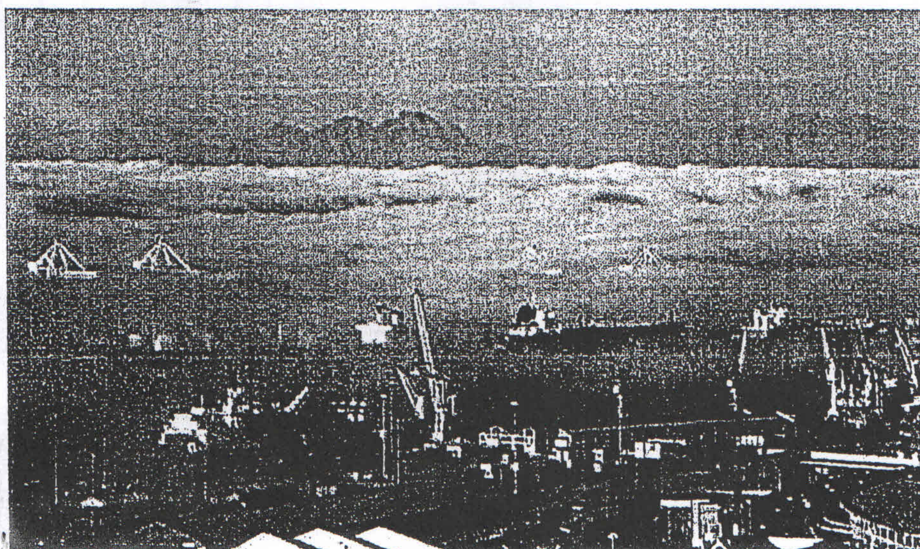
Oblaci talasa

Foto album

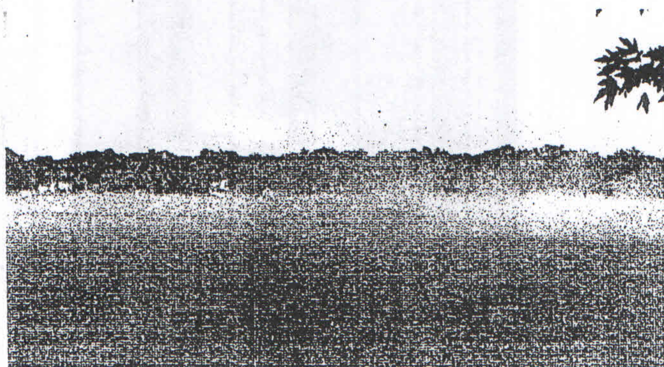
Magla



Radijaciona magla



Morska magla



Magla isparenja



Padinska magla

Foto album Specijalni oblaci i elektrometeori



Noćni svetleći oblaci



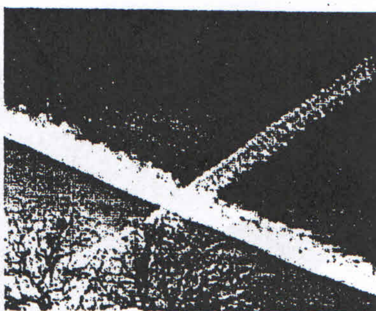
Aurora



Sedefasti oblaci



Linijska munja



Kondenzacioni tragovi

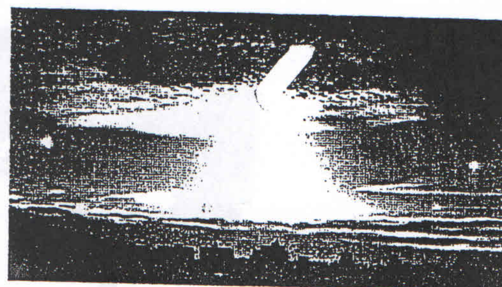


Pločasta munja

Foto album

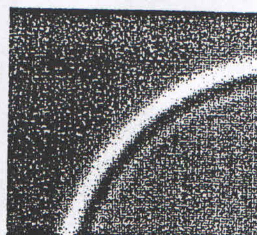
Fotometeori


Halo

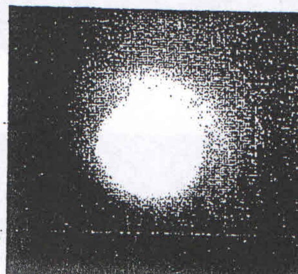

Lažna Sunca


Svetlosni stubovi

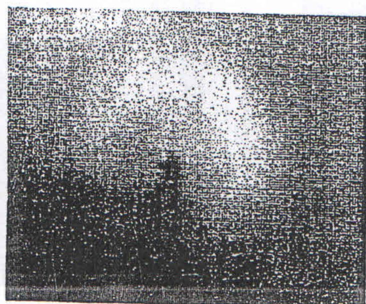

Duga (glavna i sporedna)


Bela duga

Korona




Korona
(nastala usled velike koncentracije polena u vazduhu)

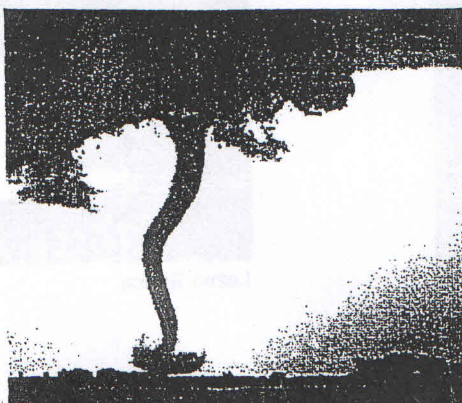

Glorija


Heiligenschein

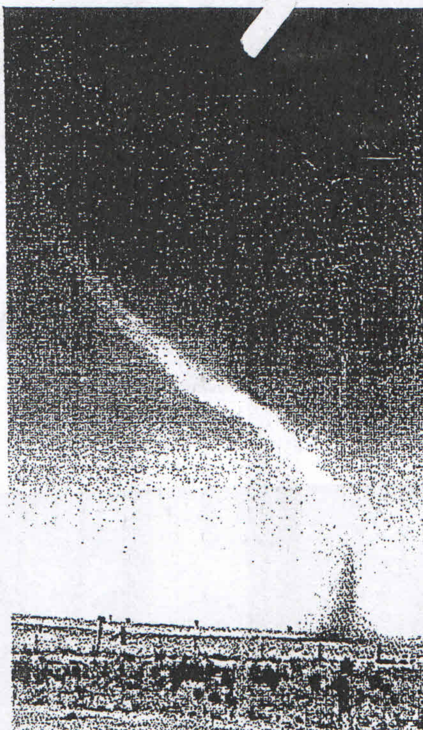

Irizacija

Foto album

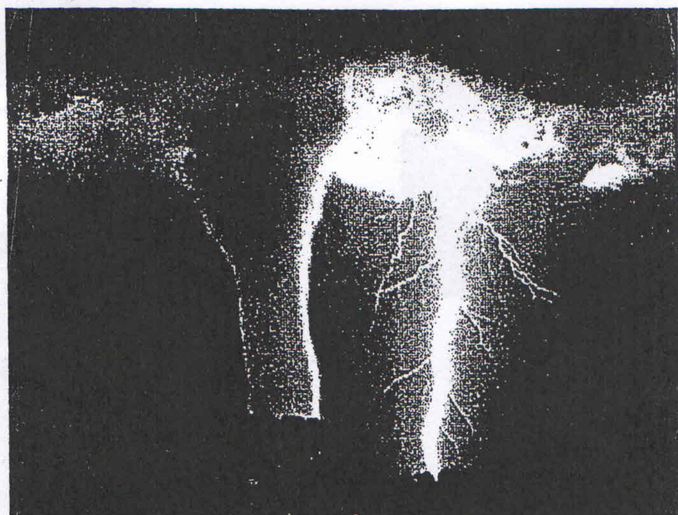
Lokalni vrtlozi

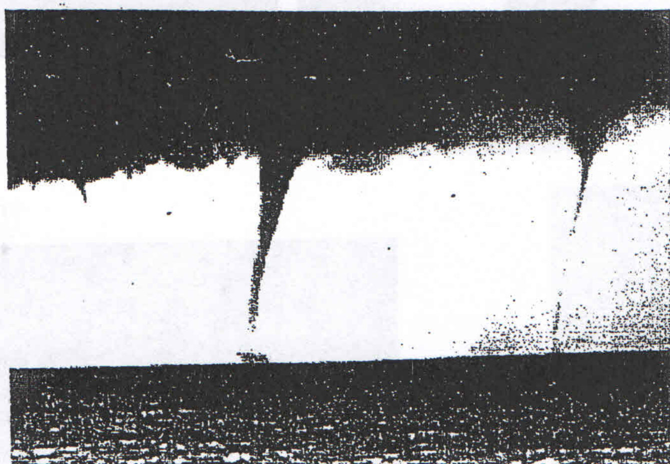


Tornado



Pustinjski đavo





Pijavica

